

Г.П. ЛЕОНОВ

ИСТОРИЧЕСКАЯ  
ГЕОЛОГИЯ



13 DEK 1992



1

49293 / 1







26.3.  
14

40293/1



26.323

147

Г. П. ЛЕОНОВ

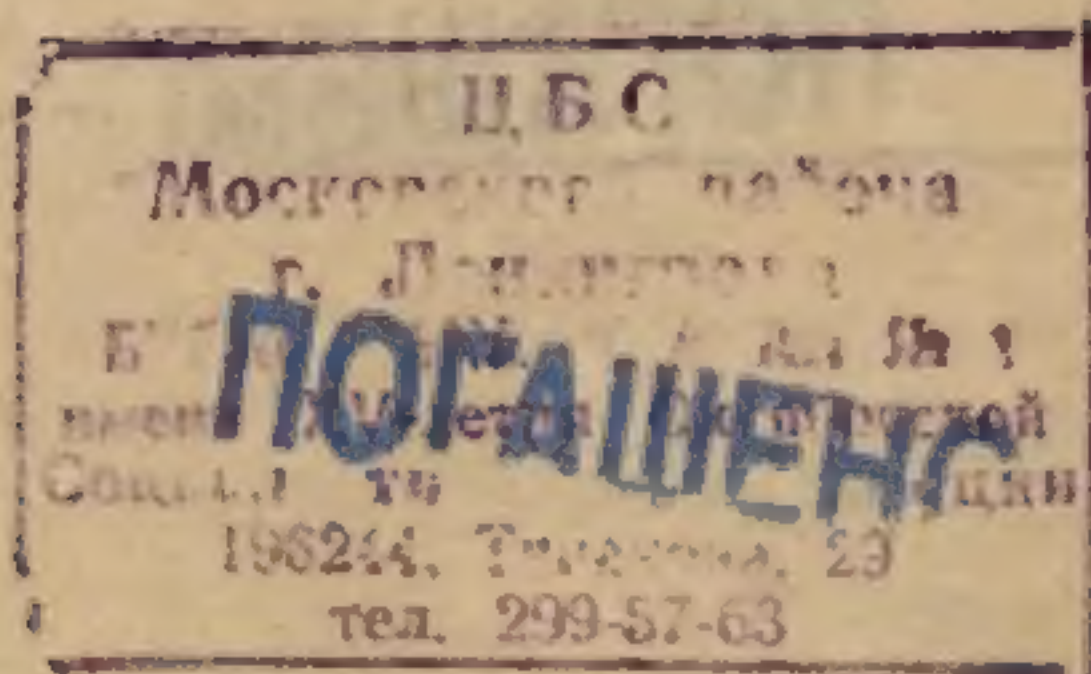
---

# ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

---

ПАЛЕОЗОЙ

49293/1



Издательство  
Московского университета  
1985



УДК 551.7

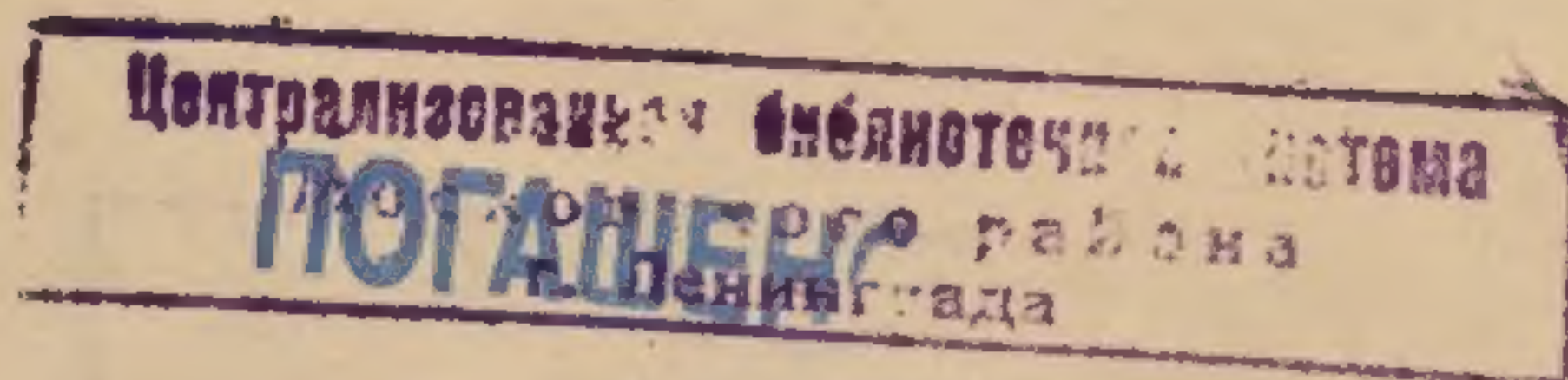
Леонов Г. П. Историческая геология. Палеозой.— М.: Изд-во МГУ, 1985. С ил., с. 381.

В учебном пособии дана общая характеристика палеозойского этапа развития Земли, рассмотрены основные эпохи складчатости, главнейшие этапы палеогеографического развития материков, а также полезные ископаемые палеозоя.

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета

Отв. редактор Д. И. Панов

Рецензенты:  
доктор геолого-минералогических наук А. Е. Михайлов,  
доктор геолого-минералогических наук Ю. Б. Гладенков



1904040000—133  
Л 140—85  
077(02)—85

© Издательство Московского  
университета, 1985 г.



Введение . . . . .	3
Глава I. Палеозой; его границы со смежными подразделениями . . . . .	5
Глава II. Общие черты палеозойской структуры земной коры; органический мир и геохронология палеозоя . . . . .	8
Проблема палеозойских океанов . . . . .	8
Палеозойская структура материковой части земной коры . . . . .	12
Органический мир палеозоя . . . . .	16
Геохронологическое расчленение палеозоя . . . . .	28
Глава III. Восточно-Европейская платформа и ее параплатформенное обрамление . . . . .	33
Общие черты структуры . . . . .	33
История развития . . . . .	38
Эопалеозойский этап (венд—кембрий) . . . . .	38
Раннепалеозойский этап (ордовик—ранний девон) . . . . .	44
Средне-позднепалеозойский этап (средний девон—ранний триас) . . . . .	48
Глава IV. Северо-Атлантическая область палеозонд . . . . .	66
Структурно-геологическое районирование Атлантид . . . . .	69
Основные этапы развития . . . . .	79
Эопалеозойский этап развития Атлантид . . . . .	81
Раннепалеозойский (каледонский) этап развития Атлантид . . . . .	104
Среднепалеозойский (герцинский) этап развития Атлантид . . . . .	121
Средне-позднепалеозойский этап развития Западных Атлантид . . . . .	150
Позднепалеозойский (постгерцинский) этап развития Атлантид . . . . .	154
Общие черты среднепалеозойской и позднепалеозойской истории развития области Атлантид . . . . .	162
Глава V. Северо-Американская платформа и ее западное, северное и южное геосинклинальное и параплатформенное обрамление . . . . .	168
Общие черты структуры Северо-Американского материка . . . . .	168
История развития . . . . .	173
Эопалеозойский этап (поздний протерозой — ранний ордовик) . . . . .	174
Ранне-среднепалеозойский этап (средний ордовик — ранний миссисипий) . . . . .	179
Позднепалеозойский этап (миссисипий — пенсильваний — пермь) . . . . .	191
Глава VI. Урало-Монгольская область палеозонд . . . . .	202
Общая схема структурно-геологического районирования и основные этапы развития . . . . .	202
Эо-раннепалеозойский этап развития . . . . .	213
Позднепалеозойский (герцинский) этап развития . . . . .	232
Глава VII. Сибирская платформа и ее северо-западное и северо-восточное параплатформенное обрамление . . . . .	257
Главнейшие черты структуры и основные этапы развития . . . . .	257
Эопалеозойский этап . . . . .	261
Раннепалеозойский этап (ордовик — ранний карбон) . . . . .	268
Позднепалеозойский этап (вторая половина карбона — пермь) . . . . .	283



<b>Глава VIII. Синийская параплатформа и обрамляющие ее на северо-востоке и юго-западе Японо-Охотская и Индосинийская складчатые области</b>	
Общие черты структуры	291
Основные этапы развития	291
Синийско-раннепалеозойский этап	297
Средне-позднепалеозойско-триасовый этап	299
	312
<b>Глава IX. Гондванский сегмент Земли</b>	324
Главнейшие структурные элементы и основные этапы развития	324
Допозднепалеозойский этап развития Гондванского сегмента	334
Позднепалеозойско-раннемезозойский этап развития	362

3

5

8

8

12

16

28

33

33

38

38

44

48

66

69

79

81

104

121

150

154

162

168

168

173

174

179

191

202

202

213

232

257

257

261

268

283



Палеозойская эра, являющаяся предметом описания данного тома, входит в состав фанерозоя, который включает в себя также мезозойскую и кайнозойскую эры. Фанерозой представляет собой относительно небольшой по продолжительности отрезок геологической жизни Земли, составляющий около 1/6 всей ее истории. Тем не менее значение его для геологии вообще и исторической геологии в частности исключительно велико. Связано это с тем, что фанерозойские образования и фанерозойская часть геологической истории Земли по сравнению с криптозоем (докембрием) изучены несравненно лучше. Это обусловлено широким распространением в фанерозойских образованиях скелетных остатков ископаемых организмов, позволившим в полной мере применить для изучения фанерозоя палеонтологический метод и разработать для него точную и детальную геохронологическую шкалу.

Вследствие этих причин фанерозой на протяжении долгого времени являлся для исторической геологии основным (если не единственным) объектом исследования. Именно на фанерозойском материале были сформулированы теоретические положения геологии и выявлены основные закономерности геологического развития Земли. Методы стратиграфии и понятие о фациях, принцип актуализма и учение о платформах и геосинклиналях, представление о формациях, эпохах складчатости, типах магматической деятельности — все эти и многие другие фундаментальные представления обязаны своим возникновением фанерозою.

Расчленение ископаемых — фанерозойских (как их называют в настоящее время) — осадочных образований по характеру захороненных в них остатков животных на палеозойские, мезозойские и кайнозойские было предложено в 1841 г. английским геологом и палеонтологом Дж. Филлипсом (см.: Леонов, с. 70)<sup>1</sup>. Это деление не было новым. Оно лишь давало новую — палеонтологическую — основу для обычного для этого времени деления на первичные, вторичные и третичные образования, опиравшегося на особенности литологического состава и структурные взаимоотношения толщ, и несколько видоизменяло (омолаживало) положение границы первичных и вторичных образований. Раньше эта граница проводилась обычно (в континентальной Европе) под угленосными толщами верхнего карбона. Филлипсом же было предложено проводить ее в кровле верхней перми (Магнезиального известняка Англии и Цехштейна континентальной Европы). Нижняя граница первичных образований (с древнейшими, «первозданными» породами) вообще была неопределенна, и деление Филлипса лишь уточняло ее положение.

Эмпирический вывод о существовании слоев с остатками морских животных древнего (палеозойского), переходного (мезозойского) и но-

<sup>1</sup> Здесь и далее ссылка на работу Г. П. Леонова «Историческая геология. Основы и методы. Докембрий». М., 1980.



вого (кайнозойского) типа быстро трансформировался в представление о палеозойской, мезозойской и кайнозойской эрах развития органического мира, а затем в еще более общее представление о палеозойском, мезозойском и кайнозойском этапах развития земной коры и Земли в целом и в этой общей расширенной форме прочно укоренилось в геологии. Однако анализ конкретных геологических данных показывает, что таких глобальных, единых для всей Земли этапов в фанерозойской истории Земли фактически не было. Границы протерозоя и палеозоя, палеозоя и мезозоя и мезозоя и кайнозоя имеют разное историко-геологическое значение, что и будет рассмотрено в соответствующих разделах. Но очевидно, что ни одна из них не является границей ни крупных этапов геологического развития Земли в целом (сопоставимых с таковыми в криптозое), ни этапов развития всех групп органического мира.

Ввиду его малой, как уже отмечалось, абсолютной продолжительности (по сравнению с криптозоем) фанерозой можно было бы рассматривать как один, заключительный (на данный момент), этап геологической истории Земли. Однако его насыщенность геологическими событиями дает возможность выделить здесь два крупных этапа: палеозойский и мезокайнозойский. Граница между ними знаменуется резкой перестройкой структурного плана земной коры, крупными палеогеографическими изменениями, значительным обновлением органического мира и другими явлениями. Следует отметить, что даже эти крупные естественные этапы не везде прослеживаются достаточно отчетливо. Наиболее определенно граница их фиксируется в Центральной и Западной Евразии, в восточной части Северной Америки, в Северной Африке; хуже — в Южном полушарии, в Тихоокеанском поясе, там могут быть выделены несколько иные этапы. Таким образом, в глобальном масштабе разделение фанерозоя на палеозойский и мезокайнозойский этапы оказывается также достаточно условным. Тем не менее мы рассмотрим фанерозойскую историю Земли именно по этим этапам, начав, естественно, с палеозойского.



## ГЛАВА I. ПАЛЕОЗОЙ; ЕГО ГРАНИЦЫ СО СМЕЖНЫМИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯМИ

Первоначально нижняя граница палеозойских отложений проводилась в основании древнейших известных геологам ископаемоносных (кембрийских) слоев, стратиграфически ниже которых располагались, как считалось, немые в палеонтологическом отношении (азойские) образования. Находки органических остатков, преимущественно растений (синезеленых водорослей), в более древних слоях, вплоть до архейских, в особенности обнаружение в середине нашего века бесскелетной эдиакарской фауны (см.: Леонов, с. 112), заставили пересмотреть эту точку зрения. Учитывая эти находки, многие современные геологи стали ограничивать палеозой не ископаемоносными слоями вообще, а слоями с остатками животных, обладавших тем или другим (минеральным или «роговым») скелетом. Эти скелетные организмы, составляющие, по мнению упомянутых геологов, мир палеозойской и более молодой фауны, стали противопоставляться миру докембрийских бесскелетных животных эдиакарского типа. Однако некоторые геологи палеозойской стали считать и бесскелетную эдиакарскую фауну, включая соответственно слои с ископаемыми эдиакарского типа в состав палеозойской группы в качестве ее нижнего, докембрийского, подразделения — эдиакария, соответствующего примерно венду, выделяемому советскими исследователями.

Очевидно, что при включении слоев с эдиакарской фауной в состав палеозоя появлению скелетных образований особо важного значения уже не придается. При этом отмечается, что различие скелетной (кембрийской) и бесскелетной (эдиакарской) фаун хотя и резкое, но в какой-то мере все же относительное, поскольку некоторые элементы эдиакарской фауны (медузоиды, возможно, и другие) продолжают свое развитие в палеозое, а остатки скелетных организмов (радиолярий, губок) встречаются в докембрийских слоях. Смена бесскелетной фауны скелетной произошла, по-видимому, не внезапно (даже в геологическом смысле), а на протяжении длительного отрезка геологического времени, в течение которого бесскелетная и скелетная фауны могли существовать одновременно. Не всегда, наконец, само различие «скелетных» и «бесскелетных» организмов может быть установлено вполне определенно. В «переходных» слоях часто встречаются трубчатые образования, по отношению к отдельным из которых вопрос — скелетные это образования или «домики» организмов (червей?) трубкожилов — определенным образом пока не решается. В царстве растений на рубеже палеозоя и допалеозоя существенных изменений вообще не произошло. Вряд ли таким образом, переход от допалеозойского этапа развития животного царства (и тем более органического мира) к этапу палеозойскому может быть принят в качестве хронологического рубежа — границы подразделений (допалеозоя и палеозоя) Международной геохронологической шкалы. Данная граница, в любом ее варианте, отвечает и будет отвечать (после ее единообразного установления) лишь тому или другому условно выбранному моменту на протяжении, возможно, весьма длительного переходного периода.



В качестве верхнего члена палеозойских отложений Д. Филлипс рассматривал, как отмечалось, Магнезиальный известняк Англии и сопоставлявшиеся с ним известняки Цехштейна континентальной Европы, морская фауна которых имеет еще вполне палеозойский облик. По современной классификации эти отложения относятся к верхнему отделу пермской системы. В Англии и Центральной Европе, а данными по другим регионам Филлипс не располагал, следующим (за верхнепермским) горизонтом с морской фауной являются слои среднего триаса (Раковинного известняка), ископаемые которых резко отличны от таковых Магнезиального известняка и Цехштейна и имеют уже вполне мезозойский облик. Раковинный известняк был отнесен, естественно, Филлипсом к мезозойским образованиям, к которым соответственно принятым в то время схемам были отнесены им и континентальные отложения нижнего триаса (Пестрого песчаника). Наличие резких изменений в характере морской фауны при переходе от пермских (палеозойских, по Филлипсу) к триасовым (мезозойским, по Филлипсу) слоям было установлено впоследствии также в ряде других районов и легло в основу разграничения палеозоя и мезозоя в Международной геохронологической шкале. Аналогично нижней границе кембрия хронологическая граница перми и триаса стала рассматриваться многими авторами как граница палеозойского и мезозойского этапов развития органического мира Земли. Однако сравнительное изучение «переходных» слоев в различных областях Земли показало, как и следовало ожидать, что смена палеозойского органического мира мезозойским была сложной и длительной, растянутой на значительный отрезок геологического времени — от середины перми до середины триаса — и что граница перми и триаса лишь условный хронологический рубеж в рамках этого переходного периода.

Палеозойский этап развития органического мира, в каких бы границах он не принимался, лишь более или менее отвечает «палеозойскому» этапу структурного и палеогеографического развития земной коры. До появления схемы Филлипса (1841 г.), как и некоторое время спустя, представления геологов о начале «палеозойского» этапа развития земной коры были неопределенны. Но со второй половины прошлого века и особенно в нашем веке все большее число исследователей исходя из структурно-палеогеографических соображений стали высказывать мысль о принадлежности к «палеозою» (палеозойскому этапу развития земной коры) не только отложений с палеозойскими (кембрийскими) ископаемыми, но и нижележащих «немых» слоев, залегающих с ними в одном структурном плане и близких к ним по составу. Появились такие термины, как «эокембрий», «инфракембрий», «синий», которыми стали обозначаться эти «допалеозойские» в палеонтологическом отношении и «палеозойские» по их структурно-палеогеографическим взаимоотношениям с ископаемыми слоями кембрия отложения. Одновременно возникла дискуссия о принадлежности данных образований к палеозою или допалеозою, которая в последние годы приобрела новую окраску в связи с обнаружением «допалеозойской» эдиакарской фауны.

В этой дискуссии речь шла и идет, по сути дела, о трех, хотя и взаимосвязанных, но различных предметах: 1) о границе допалеозойского и палеозойского этапов развития органического мира; 2) о границе одноименных этапов структурно-палеогеографического развития Земли; 3) об условной хронологической границе палеозоя и допалеозоя в Международной геохронологической шкале. К сожалению, большинство исследователей, участников этой дискуссии, стремятся найти



единое универсальное решение проблемы трех перечисленных выше принципиально различных границ, что приводит лишь к смешению различных понятий, «подтягиванию» к какой-либо одной из этих границ остальных и в результате препятствует установлению единообразно понимаемой хронологической границы палеозоя и допалеозоя.

В настоящее время совершенно очевидно, что в структурном и палеогеографическом отношении «палеозойский» этап начался задолго до времени развития скелетной фауны, а в некоторых областях Земли его начало предшествовало и появлению бесскелетной фауны эдиакарского типа. В пределах платформенных областей началу «палеозойского» этапа отвечает наступление плитной стадии развития платформ (см.: Леонов, с. 317) — начало формирования вендского комплекса на Восточно-Европейской платформе, юдомской свиты на Сибирской платформе и т. д., а в геосинклинальных областях — начало формирования «палеозойских» геосинклинальных комплексов (салаирских, каледонских и др.). При этом как наступление плитной стадии развития платформ, так и начало формирования «палеозойских» геосинклинальных комплексов в различных областях Земли происходило не одновременно, растягиваясь на отрезок времени порядка 300 млн. лет — от эпохи ангарской складчатости (около 850 млн. лет тому назад) до эпохи салаирской складчатости (середины кембрия, около 550 млн. лет тому назад).

Как отмечалось, до появления схемы Филлипса западноевропейские геологи границу первичных (палеозойских, по Филлипсу) и вторичных (мезозойских, по Филлипсу) образований проводили обычно в континентальной Европе (в области герцинской складчатости) в подошве угленосных слоев верхнего карбона. Объяснялось это тем, что эти отложения, залегая вместе с покрывающими их слоями сравнительно спокойно, резко несогласно налегают там на сложноскладчатые толщи более древнего палеозоя. Граница первичных и вторичных образований являлась, следовательно, границей складчатого палеозойского фундамента и нижних (верхнекаменноугольно-пермских) нескладчатых слоев квазиплатформенного чехла центральноевропейских палеозоид. В Западной Европе эпоха формирования этих верхнепалеозойских слоев отличалась большим своеобразием и в целом являлась еще временем завершения, отмирания условий предыдущего геосинклинального этапа. Это обстоятельство наряду с палеонтологическими данными способствовало тому, что предложенное Филлипсом перемещение рассматриваемой границы, получавшей в основном уже палеонтологическое значение, было легко принято европейскими геологами.

Соотношения, близкие к западноевропейским, характерны и для большинства других областей Северного полушария. Но в Южном полушарии, а также на многих участках побережий Тихого океана проблема границы палеозойского и мезокайнозойского этапов структурно-палеогеографического развития земной коры много сложнее. Основной рубеж в этом развитии приходится здесь на середину карбона, и эпоха позднего палеозоя (позднего карбона — перми) оказывается уже начальной стадией «мезокайнозойского» этапа, тесно связанной со всем последующим развитием соответствующих регионов.

Таким образом, эпоха позднего палеозоя имеет в структурном и палеогеографическом отношении двойственный характер. В пределах одной части поверхности земли это эпоха завершения и отмирания палеозойского порядка вещей, включающая обычно еще и начало мезозоя (ранний-средний триас), в пределах другой, наоборот, эпоха становления, начальной стадии нового мезокайнозойского порядка.



## ГЛАВА II. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ; ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ

### ПРОБЛЕМА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКЕАНОВ

Основными элементами современной структуры земной коры являются океанические впадины и континентальные массивы. Они различаются не только структурой стратисферы, но и строением всего разреза коры и верхней мантии, что обусловлено глубокими отличиями всей истории формирования этих элементов. Соответственно при любых попытках восстановить структуру земной коры прошлых геологических эпох прежде всего появляется вопрос: с какого времени возникло разделение на материки и океаны, каково было соотношение этих элементов в геологическом прошлом?

Рассматривая развитие структуры земной коры в палеозое, мы вплотную сталкиваемся с проблемой палеозойских океанов (существование континентов тут сомнения не вызывает). Если для докембрия эта проблема из-за недостатка фактических данных имеет пока абстрактный характер, то для палеозоя, оставаясь еще в сфере гипотез, она приобретает уже реальные черты. Существовали ли в палеозое океаны — крупные, соизмеримые с материками, и глубокие (5—10 км) депрессии земной коры, заполненные соответствующей по объему массой соленой океанической воды, в пределах которых земная кора имела особый, океанический тип строения (см.: Леонов, с. 6), а если существовали, то какое место на поверхности земной коры они занимали?

До недавнего времени на первый из этих вопросов геологи единодушно давали положительный ответ: в палеозое океаны, подобные современным, существовали. Вопрос об их местоположении со времени развития классического мобилизма (появления в 1913 г. работы А. Вегенера «Происхождение материков и океанов») решался при этом двояким образом: исследователи, не принимавшие идеи мобилизма, полагали, что океаны, как и материки, раз возникнув, занимали на поверхности Земли постоянное положение; исследователи, принимавшие идею горизонтальных перемещений материков, допускали и отвечающие этим перемещениям изменения в положении, размерах и очертаниях океанических бассейнов. Для конца палеозоя широкое признание получила у этих исследователей известная реконструкция Вегенера, согласно которой все современные материки были собраны в это время в единый обширный материк Пангею, противопоставлявшийся еще более обширному единому Мировому океану. При допущении изменений в очертаниях и размерах отдельных океанов в рамках классического мобилизма сохранялось представление о постоянстве общей массы океанических вод и общих размеров океанического пространства: перемещаются («дрейфуют») лишь сиалические блоки земной коры (материки), погруженные примерно на 9/10 своей мощности в симатический субстрат, непосредственно образующий в пределах межматериковых пространств ложе океана. «Растекаясь» перед фронтом



дрейфующих материков, симатический субстрат снова «смыкается» за их тыловым краем подобно тому, как воды океана растекаются перед фронтом и смыкаются в тылу плывущего айсберга.

В последние годы появились многочисленные данные о геологической молодости современных океанов. На океанических побережьях материков и на океанических островах были обнаружены во многих местах признаки недавнего опускания суши, а изучение донных осадков океанов показало, что местами в их центральных частях распространены мезозойские и третичные мелководные, возможно, даже континентальные отложения. Одновременно сотни буровых скважин, пробуренных к настоящему времени в отложениях океанического дна с американского экспедиционного судна «Гломар Челенджер» на глубину до 1000 м, нигде не встретили отложений древнее юрских, подстилающихся слоями базальта, принадлежащими, по мнению многих исследователей, уже ко второму (базальтовому) слою океанической коры. Это указывает, по мнению тех же исследователей, на время начала накопления осадков на тех или других участках современных океанов; начало этого накопления рассматривается как показатель возраста данного участка океана, т. е. времени возникновения в его пределах океанической коры (базальтового слоя, подстилающего древнейшие из обнаруженных на данном участке океанического дна осадки).

Данные о молодом (мезокайнозойском) возрасте современных океанов заставили, естественно, пересмотреть сложившиеся ранее представления. При этом возник вопрос не только о постоянстве положения и размеров океанических бассейнов, но и о постоянстве самой водной массы океана. Соединение представлений о молодом возрасте современных океанов и о постоянстве их положения и размеров неизбежно приводит к выводу об адекватном молодом возрасте и заполняющих океанические впадины океанических вод. Согласно принимающей этот вывод гипотезе, наиболее полно разработанной В. В. Белоусовым и его последователями, в палеозое океанических бассейнов еще не было. Существовали лишь, возможно, и обширные, но мелководные морские бассейны, подобные современным шельфовым морям. Общий объем вод, сосредоточенный в этих мелководных бассейнах, был незначительным. Современные океаны возникли лишь в мезозое в результате погружения обширных блоков земной коры материкового типа, сопровождавшегося колоссальными излияниями базальтовых лав, покрывших мощным панцирем дно образовавшихся океанических впадин. При этом из магматического расплава, давшего начало этим лавам, выделилось огромное количество воды, заполнившей вновь образованные впадины — океаны. Одновременно земная кора под этими вновь возникшими впадинами — океанами — претерпела «океанизацию» — приобрела черты коры океанического типа.

Обрисованная выше, на первый взгляд стройная, логичная картина становления современных океанов противоречит, однако, некоторым хорошо известным историко-географическим данным. Прежде всего с ней не согласуется стабильность, непрерывность развития всех стволов и ветвей морской фауны на протяжении всего фанерозоя, указывающая на ее приспособленность к определенным условиям существования, в первую очередь к определенному солевому составу морских и океанических вод. Если бы этот состав в какую-либо эпоху резко изменился, — а он не мог не измениться при новообразовании огромной массы океанических вод (воды, продуцированные магмой, не могли обладать тем же солевым составом, что и воды ранее существовавших морей), — то это привело бы к катастрофе в мире морской фауны.



ны, и стабильность ее развития была бы резко нарушена, чего в действительности не наблюдается. К выводу о постоянстве солевого состава морских вод на протяжении всего фанерозоя, а возможно и всего неогена, приводит и изучение солевого состава морских отложений палеозоя. По-видимому, как соленость, так и общий объем океанических вод оставались на протяжении фанерозоя постоянными, а если и изменялись, то незначительно и очень медленно и постепенно.

Радикальным образом проблема согласования данных о молодости современных океанов с палеонтологическими и геохимическими данными о постоянстве на протяжении фанерозоя солевого состава и общего объема океанических вод решается в рамках концепции новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит). Полностью принимая тезис о молодости современных океанов, сторонники данной концепции принимают одновременно и тезис о постоянстве общего объема и солевого состава океанических вод. Но океаны согласно указанной концепции постоянно меняют свое местоположение: исчезая в одном месте, они появляются в другом. Современные же океаны лишь последнее звено в цепи этих превращений — постоянно существующего, но столь же постоянно меняющего свой внешний облик океана. Важно, что в отличие от классического мобилизма в данной концепции действительно предполагается исчезновение одних океанов и появление новых, так как в ней речь идет не о перемещении (дрейфе) сиалических (материковых) блоков по симатическому субстрату, а о перемещении блоков (плит) литосферы в целом по подстилающему литосфере астеносферному слою. Согласно этой концепции океан образуется в результате разрыва и раздвижения блоков литосферы (литосферных плит) и заполнения расширяющейся трещины разрыва глубинным материалом, образующим новую кору океанического типа. Исчезает же океан в результате погружения океанической коры и поглощения ее мантийным веществом.

Гипотеза перманентного исчезновения одних океанов и возникновения новых, хотя и открывает путь к согласованию данных о молодости современных океанов с данными о древности и постоянстве Мирового океана в целом, достигает этого согласования ценой весьма сложных построений, не находящихся, как мы увидим в дальнейшем, подтверждения в историко-геологических данных. Никакой определенной закономерной картины расположения и развития палеозойских океанов, которая увязывалась бы со структурой и развитием палеозойских материков и могла бы способствовать лучшему пониманию этой структуры и развития, данная гипотеза не дает. Естественно возникает в связи с этим вопрос: так ли уж данные, о которых выше шла речь, определены и однозначны, что их согласование требует столь радикальных решений? В отношении данных о постоянстве общего объема и солевого состава океанических вод на первую часть поставленного вопроса следует ответить утвердительно: эти данные достаточно определены и однозначны. Но этого нельзя сказать про данные о молодости современных океанов, которые допускают уже различное истолкование.

В качестве основного доказательства молодости современных океанов рассматриваются обычно результаты океанского бурения. Как отмечалось, бурением в океане нигде не обнаружены отложения древнее юрских, под которыми (или более молодыми слоями) скважины вскрывали базальты, принадлежащие базальтовому слою океанической коры. Однако во многих океанских скважинах базальты вскрыты не только в забое скважин, но и в виде прослоев в толще осадочных по-



род. Не исключено поэтому, что базальты, в которых останавливается бурение океанских скважин, относятся не к базальтовому слою океанической коры, а являются лишь прослоями, под которыми снова могут быть встречены более древние — раннемезозойские и палеозойские — осадочные образования. Океанское бурение показало широкое распространение на океаническом дне покровов мезозойских и третичных базальтов. Но породивший эти покровы мощный вулканизм мог отвечать и начальной стадии формирования океана, и одному из промежуточных эпизодов его истории, начавшейся, возможно, задолго до развития в его пределах мезокайнозойского вулканизма.

По-разному могут быть истолкованы и данные о молодых опусканиях в области океанов, которые опять-таки могут отвечать как стадии становления океана, так и стадии расширения уже существующего океана или даже отражать лишь местные колебания уровня морского дна. Существенно, что эти данные, хотя они и могут быть истолкованы как доказательство молодости океанов, не вписываются в круг представлений новой глобальной тектоники и скорее отвечают гипотезе возникновения океанов за счет погружения и океанизации материковой коры.

Современные океаны могут быть, наконец, различны по своему происхождению и возрасту. На это указывает, в частности, различный тип их взаимоотношений со складчатыми системами их материкового обрамления.

Тихий океан почти по всей своей периферии окаймляется кольцом складчатых сооружений, которые простираются параллельно береговой линии океана и почти нигде не проникают в его пределы, как бы приспособившись к его очертаниям. Подобные взаимоотношения уже давно породили представление о существовании в пределах Тихого океана огромного жесткого блока земной коры — Тихоокеанского талассократона. Круготихоокеанский геосинклинальный пояс существовал уже в начале палеозоя и даже, по-видимому, в позднем докембрии, что указывает, очевидно, на значительную древность Тихоокеанского талассократона и соответственно на древность отвечающей этому талассократону части Тихого океана.

В материковом обрамлении Атлантического океана складчатые сооружения, преимущественно палеозойские, распространены лишь в Северном полушарии. Они частично протягиваются параллельно берегу океана, но в основном ориентированы под различными углами к береговой линии, обрезаясь ею и уходя своим продолжением в океан. В совокупности основная палеозойская часть этих складчатых сооружений образует широкий пояс, включающий как Американское и Евро-Африканское побережья северной части океана, так и северную часть самого океана. Анализ взаимоотношений западных, американских, и восточных, евро-африканских, элементов этого пояса наталкивает на мысль, что в палеозое они были сближены и что, следовательно, северной части Атлантического океана, во всяком случае в ее современном виде, в палеозое не существовало. Ряд данных, обративших на себя уже внимание Вегенера, в частности параллелизм противорасположенных берегов Африки и Южной Америки, говорит об аналогичном сближении в палеозое и в области южной части Атлантического океана. Возможно, следовательно, что Атлантический океан является молодым, новообразованным океаническим бассейном, возникшим в результате послепалеозойского раздвигания, приведшего к разделению материков Старого и Нового Света. Представляется, что механизм этого раздвигания скорее следует понимать в духе классического мобилиз-



ма — как разрыв сиалического слоя земной коры и раздвижения сиалических блоков коры, чем в духе новой глобальной тектоники — как разрыв земной коры (литосферы) в целом и раздвижение литосферных плит.

Третий крупный современный океан — Индийский — почти по всей своей периферии окружен платформенными блоками земной коры. Там же, где с ним граничат складчатые системы (между Индийской и Австралийской платформами), последние ориентированы строго параллельно краю океана. Как установлено океанским бурением, отдельные участки Индийского океана возникли в результате молодых опусканий и, по-видимому, молодые (мезокайнозойские) опускания в образовании этого океана сыграли существенную роль. Образование Индийского океана более всего, следовательно, отвечает представлению о формировании океанов в результате раздробления, погружения и океанизации крупных блоков верхнего (сиалического) слоя земной коры.

Океаны, как мы видим, могут быть различны по своему происхождению и возрасту. Наиболее крупный из современных океанов — Тихий, занимающий свыше трети земной поверхности, вероятно и наиболее древний, существовавший с позднего протерозоя(?) океанический бассейн, всегда являвшийся основнымместищем океанических вод. Атлантический и Индийский океаны — океаны молодые, оформившиеся лишь в мезокайнозое. Но их происхождение, по всей видимости, различно: Атлантический океан скорее всего образовался в результате раздвигания, Индийский — в результате погружения крупных блоков материковой коры. Северный Ледовитый океан в своей глубоководной внешельфовой части по возрасту и происхождению подобен, по-видимому, Тихому океану.

#### **ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

К началу палеозоя в составе материковой части земной коры обособились, как мы знаем, структурные единицы двух основных типов: древние платформы, не претерпевшие в палеозое существенных изменений, и геосинклинальные области, превратившиеся в большей своей части в течение палеозоя в складчатые области. Это превращение — смена геосинклинального режима развития режимом квазиплатформенным — определялось проявлением в геосинклинальной области или в какой-либо ее части завершающей (основной) складчатости, сопровождавшейся обычно внедрением гранитных интрузий и метаморфизмом пород. В течение палеозоя превращение, о котором идет речь, на тех или других участках геосинклинальных областей происходило почти непрерывно, но со значительной интенсивностью лишь в отдельные эпохи, известные как эпохи салаирской ( $\epsilon_2$ — $O_1$ ), каледонской ( $O_3$ — $D_1$ ), акадской ( $D_2$ — $D_3$ ), герцинской ( $C$ — $P$ ) складчатости. Соответственно в области салаирской складчатости квазиплатформенный режим развития установился уже с середины кембрия — начала ордовика; в областях каледонской складчатости — с силура — девона; в областях акадской складчатости — со второй половины девона; в областях герцинской складчатости — с карбона — перми. Таким образом, с течением времени геосинклинальный режим развития замещался в пределах палеозойских геосинклинальных областей режимом квазиплатформенным, который к концу палеозоя становится на территории этих областей доминирующим. Эта общая схема реализовалась



по-разному для каждой конкретной платформы и геосинклинальной области, что определялось их различным положением в общей структуре земной коры в палеозое.

В палеозойской структуре земной коры, как это можно видеть, например, на структурно-палеогеографической схеме для раннего девона (рис. 1), четко обособляются четыре крупных, примерно равных по площади сегмента: Лавразийский, Гондванский<sup>1</sup>, Тихоокеанский и Антарктический. Историко-геологические данные показывают, что обособление данных сегментов, определившее специфический характер развития как каждого из них в целом, так и входящих в них платформ и геосинклинальных складчатых областей, произошло, по-видимому, уже в позднем протерозое, а возможно, и раньше и что, следовательно, в палеозойской структуре земной коры именно они являются основными элементами.

*Лавразийский* сегмент характеризуется сложностью, мозаичностью строения. Он включает три большие платформы: Северо-Американскую, Восточно-Европейскую и Сибирскую; разделяющие их крупные сложно построенные палеозойские складчатые области: Атлантическую и Урало-Монгольскую; занимающие окраинное положение Кордильерскую и Иннунтскую складчатые области и ряд других более мелких структурно-геологических единиц как платформенного, так и геосинклинально-складчатого типа. *Гондванский сегмент*, наоборот, отличается простотой и монолитностью своей, в основном платформенной, структуры. В палеозое он включал единую, по-видимому, Гондванскую платформу, представленную в современной структуре Южной Американской, Африканской, Индийской и Австралийской платформами и разделяющей последние три из них акваторией Индийского океана. Палеозойские геосинклинально-складчатые системы развиты лишь по периферии Гондванского сегмента: Андийский пояс, палеозойская (гондванская) часть складчатой области Атласа, Восточно-Австралийская (Тасманская) складчатая область и Новозеландская складчатая система. *Тихоокеанский сегмент* по монолитности своей структуры подобен, по-видимому, Гондванскому, являясь в определенном смысле его антиподом. Для Гондванского сегмента характерна общая тенденция к воздыманию, для Тихоокеанского — общая тенденция к погружению: он представляет собой талассократон, т. е. океанический, погруженный кратон. *Антарктический сегмент* включает в себя Антарктическую платформу с Трансантарктической и Западно-Антарктической складчатыми областями и концентрически окаймляющую их акваторию Южного океана, возможно, лишенную, как и Тихий океан, сиалического слоя.

Дополнительное освещение получает представление о различном происхождении отдельных океанов при их рассмотрении по отношению к основным сегментам земной коры. Тихий океан будет отвечать одному из этих сегментов. Индийский океан окажется при этом внутригондванским элементом. Аналогичным образом внутрилавразийским элементом окажется Арктический бассейн. Наконец, Атлантический океан будет играть роль наложенного на Лавразийский и Гондванский сегменты вторичного элемента, возникшего, вероятно, как отмечалось, в результате мезокайнозойского меридионального разрыва и последующего широтного раздвига сиалического слоя земной коры.

<sup>1</sup> Лавренция — одно из названий Канадского щита. Гондваной (по народности гонды в Индостане) Э. Зюсс назвал обширный материк, существовавший, по его мнению, в домезозойское время в Южном полушарии и включавший территорию Индостана, Африки, Южной Америки и Австралии.



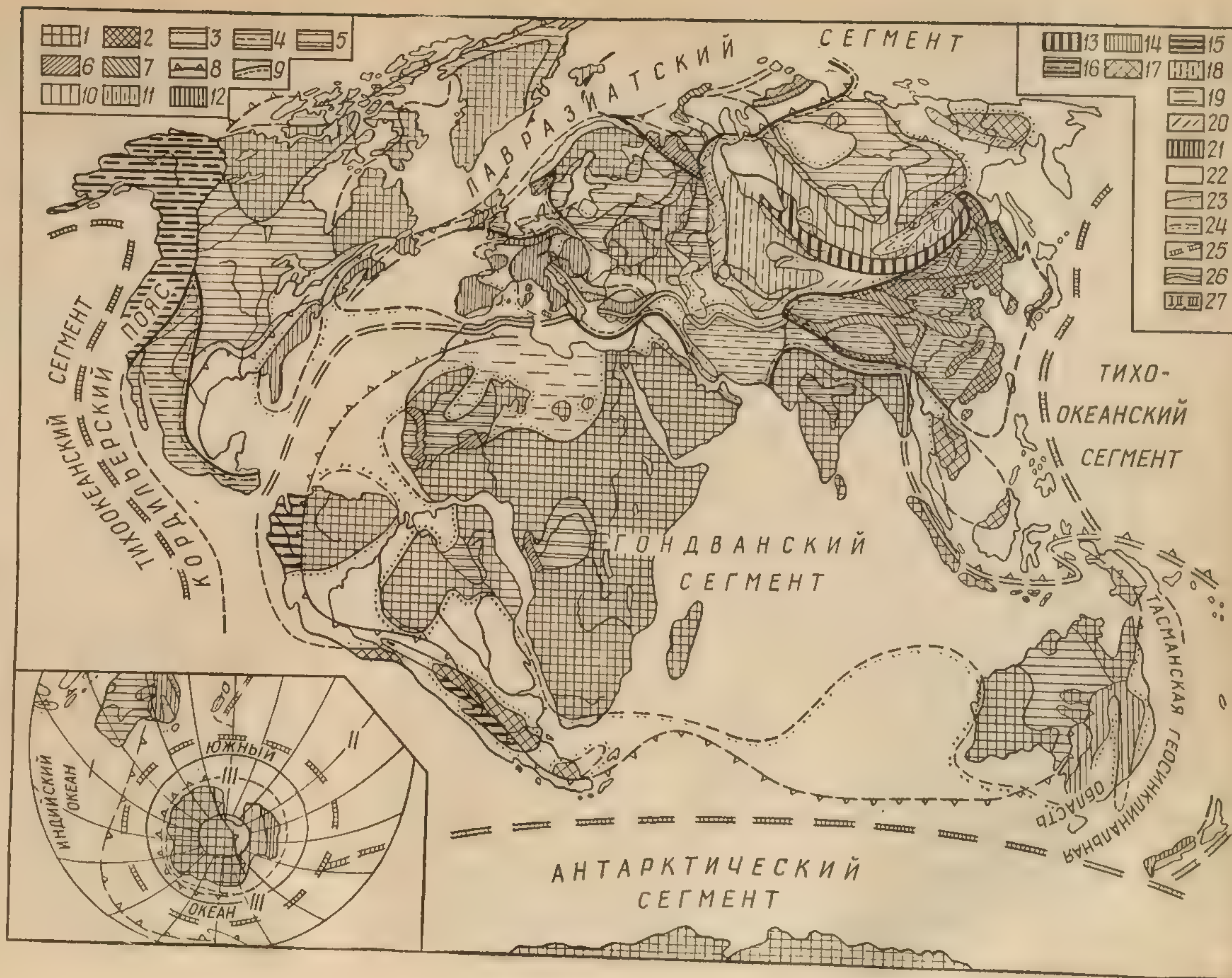
Рис. 1. Структурно-палеогеографическая схема Лавразийско-Гондванского сектора земной коры для конца раннего девона.

Платформы и параплатформы: 1 — 2 — выступы дофанерозойского фундамента: 1 — на платформах, 2 — на параплатформах; 3—4 — раннепалеозойские плиты (области, покрывавшиеся в раннем палеозое морем): 3 — на платформах, 4 — на параплатформах; 5 — позднепротерозойские плиты и впадины; 6 — позднепротерозойские (байкальские) складчатые сооружения; 7 — палеозойские метагеосинклинальные зоны Синийской и Баренцево-Таймырской параплатформы; 8 — границы платформ; 9 — границы параплатформ.

Фанерозойские складчатые и геосинклинальные области и пояса: 10 — складчатые сооружения салаирид; 11 — каледонские складчатые сооружения Центральных Урало-Монгоид; 12 — то же Северных Атлантис; 13 — Реногерцинский и Иртыш-Южно-Монгольский геосинклинальные пояса, покрытые морем; 14 — приподнятые над уровнем моря участки герцинских и акадских геосинклинальных областей; 15 — то же Андийского пояса; 16 — Кордильерский пояс; 17 — срединные массивы.

Морские бассейны: 18 — в области салаирид; 19 — в области раннепалеозойской Сахарской плиты; 20 — в области герцинских геосинклиналей Урало-Монгоид и Тас-Хаяхтахской геосинклинали; 21 — в области Реногерцинского и Иртыш-Южно-Монгольского поясов; 22 — прочие платформенные и геосинклинальные бассейны; 23 — граница морских бассейнов; 24 — то же в пределах современных акваторий.

Прочие обозначения: 25 — границы сегментов земной коры; 26 — граница Лавразийского и Гондванского сегментов; 27 (на врезке): I — Гондванский сегмент, II — Тихоокеанский сегмент, III — Антарктический сегмент





Хотя в общем границы Тихоокеанского, Лавразийского и Гондванского сегментов достаточно ясны, более точное их установление затруднительно и может быть осуществлено в настоящее время лишь условно. К Тихоокеанскому сегменту может быть отнесено пространство Тихого океана, лежащее внутри Круготихоокеанского кольца складчатых сооружений: Кордильерского пояса и его подводного продолжения — Восточно-Тихоокеанского поднятия на востоке и Восточной Азии и Океании на западе. Восточно-Тихоокеанское и антарктическое звенья Круготихоокеанского кольца оказываются при этом на своих противостоящих концах разобщенными, вероятно в результате позднейшего перемещения в западном направлении южноамериканского блока земной коры. Граница Лавразийского и Гондванского сегментов проходит в общем внутри Альпийского складчатого пояса. Но именно только в общем, так как Альпийский пояс частично наложен на край Лавразийского сегмента, частично на край Гондванского сегмента.

Палеозойское развитие каждого из упомянутых выше сегментов протекало достаточно своеобразно. Лавразийскому сегменту при значительной дифференциации характера развития в пространстве, вызванной сложностью его структуры, в палеозое была свойственна определенная ритмичность развития, которая сходным образом проявлялась в пределах всех его основных элементов (платформ, геосинклинальных областей). Именно в этом сегменте установлена та последовательность геосинклинальных циклов и эпох складчатости (салаирской, каледонской, акадской, герцинской), о которой шла речь выше. Платформы Гондванского сегмента на протяжении большей части палеозоя были приподняты и представляли собой в основном области денудации. Резкий перелом в их развитии — начало их деструкции — наступил в середине каменноугольного периода, и с этого времени для них начался уже мезокайнозойский этап развития. Многоэтапности палеозойской истории Лавразийского сегмента противостоит, таким образом, одноэтапный ход развития в тот же отрезок времени Гондванских платформ.

О ходе палеозойского развития Тихоокеанского талассократона можно судить лишь по некоторым косвенным данным, так как палеозойские образования в его пределах неизвестны.

Как было отмечено, основными структурными элементами внутри охарактеризованных выше сегментов являются древние платформы и геосинклинальные области, большинство которых в процессе своего развития в палеозое превращается в складчатые области.

Основными структурно-геологическими единицами в составе геосинклинальных складчатых областей являются *геосинклинальные* (возникшие на месте геосинклиналей) *складчатые системы* — крупные обособленные участки складчатой области, выделяющиеся единством типа и плана строения и общностью основных черт геологического развития. Как правило, складчатые системы имеют удлиненную форму, отвечающую их внутренней линейной складчатой структуре. Их протяженность составляет большей частью 500—1000 км, а ширина — 100—200 км. В некоторых случаях ряд геосинклинальных складчатых систем образует протяженные и широкие пояса, которые мы будем называть *складчатыми поясами*.

Большинство геосинклинальных складчатых систем имеет зональную внутреннюю структуру. В их пределах могут быть выделены линейные структурно-геологические единицы подчиненного значения — зоны, вытянутые согласно простиранию соответствующей складчатой



системы и прослеживающиеся на всем или на значительной части ее протяжения. Внутренняя структура некоторых крупных участков складчатых областей более сложна — блоковая или зонально-блоковая лишь с отдельными не выдержанными по простиранию линейными элементами — зонами. Подобные участки мы будем называть *геоблоками*.

Помимо платформ в обычном их понимании в палеозое могут быть выделены еще сравнительно подвижные, несколько более интенсивно прогибавшиеся окраинные зоны платформ, развитие которых на отдельных участках приобретало на том или другом отрезке палеозоя геосинклинальный характер. В палеозойской структуре таких областей мы обнаруживаем перемежаемость крупных участков платформенного типа с относительно узкими геосинклинальными зонами. Подобный, близкий к платформенному, режим развития многие авторы называют параплатформенным, а соответствующие структурно-геологические единицы — *параплатформами*. Многие из палеозойских параплатформ были впоследствии переработаны и в современной структуре земной коры рассматриваются как области мезозойской или альпийской складчатости. Геосинклинальные прогибы, развивавшиеся в тот или иной период палеозоя на территории параплатформ, должны рассматриваться при этом как внутриплатформенные (внутрипараплатформенные) образования, подобные внутриплатформенным геосинклинальным системам позднего протерозоя (Мавританид, Западных Конголид и др.) (см.: Леонов, с. 317, 323). Такие геосинклинальные прогибы, формировавшиеся вне геосинклинальных областей, будем называть *метагеосинклиналями* (греч. meta... — вне, за пределами).

Сравнение палеозойской структуры земной коры с ее современной структурой показывает, что основным различием палеозойского и современного структурных планов является отсутствие в первом из них широтного складчатого пояса, отвечающего Альпийскому поясу современной структуры. Причина этого различия — юный (мезокайнозойский) возраст и наложенный шовный характер Альпийского пояса, возникшего на стыке Лавразийского и Гондванского сегментов палеозойской структуры земной коры.

### ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ПАЛЕОЗОЯ

Наиболее четко выраженным отличием палеозойской эры, как и всего фанерозоя в целом, от более раннего криптозойского (докембрийского) этапа развития Земли было быстрое распространение на поверхности земли сложных организованных (эукариотных) животных организмов с твердым скелетом. Достоверные остатки эукариотных организмов обнаруживаются в отложениях лишь самого конца докембрия, причем эти остатки, за исключением радиолярий и спикул грубок, принадлежат бесскелетным организмам медузоидного и растениевидного облика, наиболее полно представленным в эдиакарской фауне Южной Австралии, Южной Африки и севера европейской части СССР (см.: Леонов, рис. 43).

Распространение в начале палеозойской эры (в начале кембрийского периода) скелетной фауны было в геологическом смысле очень быстрым. Уже в отложениях конца кембрийского периода обнаруживаются представители всех основных типов беспозвоночных животных, и возможно, что в это время существовали уже и первые представители типа хордовых. В дальнейшем, на протяжении палеозойской эры



органический мир продолжает интенсивно развиваться, достигая к концу палеозоя весьма высокой степени совершенства. В начале палеозоя — в кембрии, ордовике, силуре — это развитие проявляется в основном в животном царстве, а начиная с конца силурийского периода — и в растительном.

По отношению к растительному царству палеозойская эра является достаточно условной единицей, границы которой лишь отчасти отвечают рубежам эволюционного развития царства растений. На рубеже докембрия и палеозоя (криптозоя и фанерозоя) каких-либо существенных изменений в составе растительного царства не происходит. В начале палеозоя, в кембрии и ордовике, как и на протяжении почти всего докембрия, растительность была представлена в основном простейшими — синезелеными водорослями, следы жизнедеятельности которых (строматолиты, онколиты) столь же обычны в карбонатных отложениях раннего палеозоя, как и в более древних толщах докембрия. Наряду с синезелеными водорослями уже с конца докембрия существовали и другие, высшие (эукариотные) водоросли — бурые, багряные, остатки которых встречаются уже в валдайских отложениях Русской плиты (см.: Леонов, с. 284). Однако в отложениях нижнего палеозоя остатки высших водорослей встречаются редко, и о характере их развития в это время известно очень немного.

В отложениях силурийского периода начинают встречаться первые древнейшие остатки наземных растений, принадлежащие представителям вымершего типа и класса псилофитов (*Psilophytales*). Псилофиты (греч. *Psilos* — голый) — мелкие травянистые и кустарниковые растения или лишённые листьев (отсюда название), или несущие мелкие шиповидные листочки. По своей организации это были примитивные растения, занимающие в систематическом ряду растительного царства промежуточное положение между мхами и папоротниками. Появляясь в силуре, псилофиты достигают значительного богатства и разнообразия форм в раннем — среднем девоне, а затем, уже в начале позднего девона, быстро вымирают.

В отложениях девонского периода наряду с псилофитами начинают встречаться остатки более высоко организованных наземных растений — высших споровых и голосеменных. В позднем девоне эти растения занимали уже господствующее положение, и в дальнейшем, до конца палеозоя, полностью определяли характер наземной растительности Земли. В составе позднепалеозойской растительности господствовали представители различных классов высших споровых растений: папоротниковидные (*Pteropsida*), хвощевидные (*Equisetinae*), плауновидные (*Lycopsida*). Существенную роль в этой флоре играли также древние вымершие классы голосеменных: кордаитовые (*Cordaitales*) и птеридоспермовые (*Pteridospermidae*). В большинстве своем это были крупные древесные растения, диаметр стволов которых достигал 1—1,5 м, а высота — несколько десятков метров. Наиболее характерным элементом рассматриваемой флоры были разнообразные древовидные папоротники и крупные древовидные плауновидные (*Lepidodendron*, *Sigillaria* и др.), выделяющиеся в порядок чешуйчатоствольных (*Lepidodendrales*). Стволы деревьев данного порядка характеризовались корой с геометрически правильным расположением рубцов от отпадавших листьев, создающих впечатление чешуйчатой поверхности ствола. В наиболее полном типичном развитии комплекс этих растений, являющийся второй растительной ассоциацией, населявшей земную сушу, представлен в отложениях среднего — верхнего карбона. В геологической литературе его часто называют флорой папоротникообразных.



В пермском периоде, и особенно во второй его половине, в составе позднепалеозойской флоры происходят существенные изменения. Почти все лепидофиты, многие группы древовидных папоротников и другие характерные элементы флоры папоротникообразных вымирают. Одновременно получают развитие новые, типичные уже для мезозоя группы папоротников, хвощевых и в особенности голосеменных (хвойные и др.). В результате флора папоротникообразных сменяется к началу мезозойской эры флорой иного типа, в которой господствующее положение заняли уже голосеменные растения.

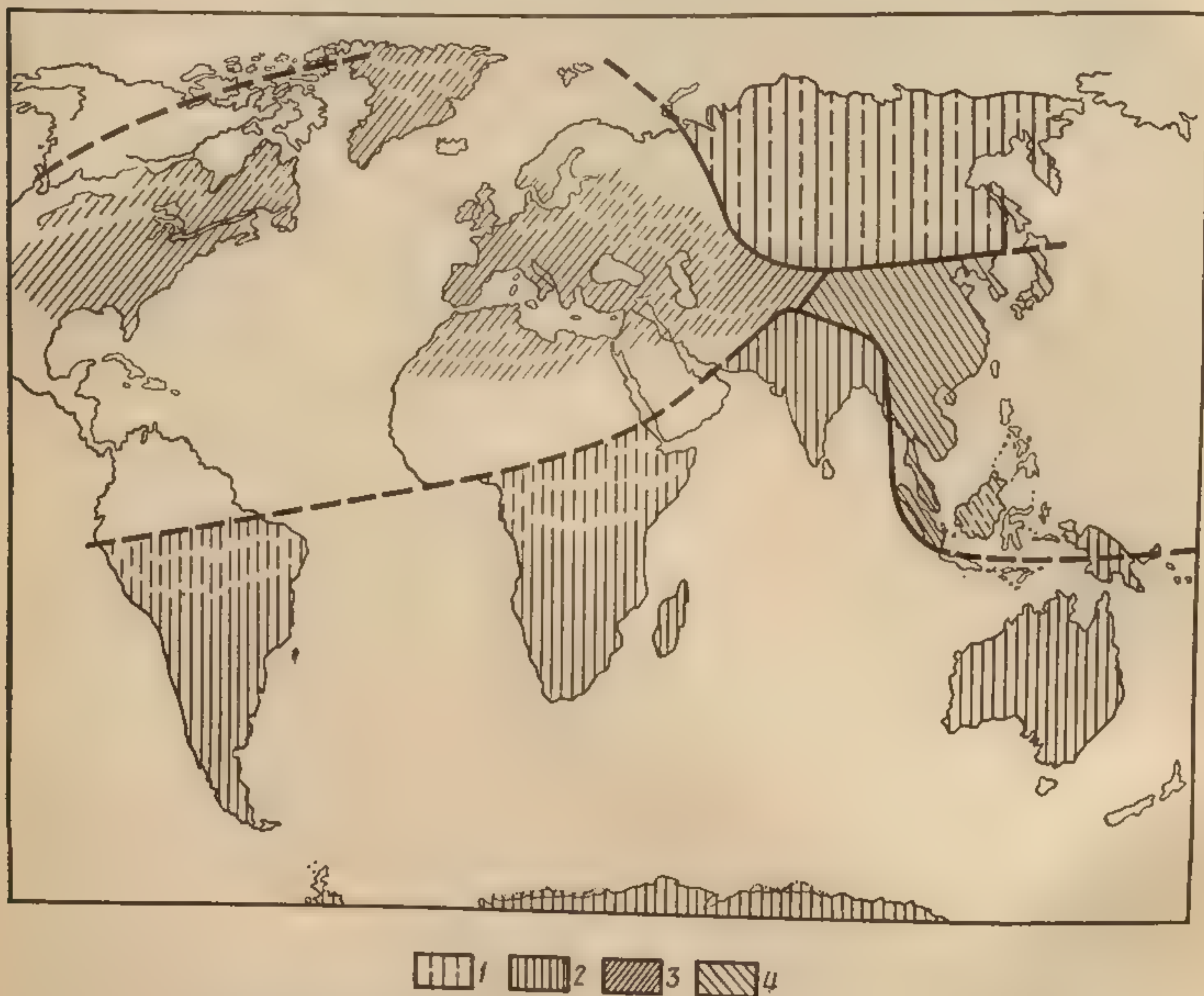


Рис. 2. Распределение тропических и внетропических флор в позднем карбоне и первой половине ранней перми (С. С. Мейен, 1966):  
1 — Ангарская область (внетропическая), 2 — Гондванская область (внетропическая), 3 — Евразийская область (тропическая), 4 — Катазиатская область (тропическая)

Псилофитовая флора раннего — среднего девона на всей поверхности материков того времени каких-либо заметных провинциальных различий не обнаруживала. Также довольно однообразной была папоротниковидная флора девонского и начала каменноугольного периодов. Но впоследствии, во второй половине каменноугольного периода и в пермский период, наземная растительность обнаруживает ясные черты провинциализма. Для этого времени выделяется несколько крупных фитогеографических провинций — Евразийская, Ангарская, Катазиатская, Гондванская (рис. 2), для каждой из которых характерно присутствие одних специфических групп растений и отсутствие других. Подробнее мы коснемся этих палеофитогеографических провинций при рассмотрении палеогеографических условий позднего палеозоя.



Палеозойская эра отвечает крупному этапу развития животного царства. Этому этапу свойственны многие крупные таксоны — отряды, классы и даже типы животных, одни из которых полностью ограничены в своем распространении палеозоем, другие, хотя и продолжают свое развитие в послепалеозойское время, резко теряют на рубеже палеозоя и мезозоя свое значение. Крупным таксоном животного царства, характерным для всего палеозоя и при этом только для палеозоя, является лишь класс трилобитов (*Trilobita*). Это давно уже дало основание французскому геологу Лаппарану назвать палеозойскую эру эрой трилобитов. Но если исключить кембрий, то для остальной части палеозоя (ордовика — перми) таксонов, характерных для палеозоя (без кембрия), оказывается уже довольно много: это большинство отрядов замковых плеченогих, отряд четырехлучевых кораллов, несколько классов стебельчатых иглокожих (цистоидеи, бластоидеи, карпоидеи, текоидеи), многие отряды класса морских лилий и ряд других. Наряду с упомянутыми общепалеозойскими таксонами имеется также много таких, которые ограничены в своем распространении лишь частью палеозойской эры. Среди них отметим археоциатид (ранний, отчасти средний кембрий), граптолоидей (в основном ордовик — силур), крупных фораминифер отряда фузулинид (карбон — пермь), гониатитов (девон — пермь) и, наконец, многие архаические древние группы позвоночных — рыб, амфибий и рептилий (карбон — пермь).

Нетрудно видеть, что палеозою свойственны различные таксоны морских беспозвоночных животных. Лишь в конце палеозоя, в каменноугольно-пермское время, в составе животного царства заметную роль начинают играть хордовые (позвоночные), первые представители которых (бесчелюстные и рыбы) встречаются уже в отложениях ордовика. Хотя на протяжении палеозойской эры состав животного царства и обладал многими общими чертами, он претерпел все же за это время существенные изменения, которые в одни эпохи протекали резко и быстро, а в другие — медленно и спокойно. Это позволяет на протяжении палеозойского этапа развития животного царства выделить три более мелких этапа (подэтапа): эопалеозойский, раннепалеозойский, позднепалеозойский. Рубеж эопалеозойского и раннепалеозойского этапов довольно четкий. По времени он отвечает позднему кембрию, фауна которого имеет переходный характер. Рубеж раннепалеозойского и позднепалеозойского этапов более расплывчатый и растягивается на значительный отрезок времени, отвечающий второй половине девонского периода и началу каменноугольного периода. Таким образом, период относительного развития, отвечающий эопалеозойскому этапу, приходится на ранний — средний кембрий; аналогичный период, отвечающий раннепалеозойскому этапу, — на ордовик, силур и первую половину девона; и, наконец, аналогичный период, отвечающий позднепалеозойскому этапу, — на большую часть каменноугольного периода и на пермский период.

Эопалеозойский этап отличался значительным своеобразием. Типичные для палеозоя группы животных в большинстве своем в это время еще отсутствовали или были представлены немногими редко встречающимися формами. В фауне раннего — среднего кембрия были широко распространены лишь три группы животных: археоциатиды, трилобиты и беззамковые плеченогие. Первая из них (археоциатиды) типично эопалеозойская; две другие продолжают свое развитие и в последующее время, беззамковые плеченогие — вплоть до нашего времени. Уже в нижних слоях кембрия представители этих трех групп встречаются в виде вполне сложившихся, типичных форм со всеми ха-



рактизирующими данные группы признаками. Очевидно, что к моменту захоронения их остатков соответствующие филумы животного царства — археоциатид, трилобитов, плеченогих — должны были пройти длительный путь эволюционного развития, следов которого мы, однако, в докембрийских слоях не находим.

Помимо названных выше трех групп животных в отложениях нижнего — среднего кембрия встречаются изредка остатки представителей и всех других типов беспозвоночных — кишечнополостных, моллюсков, иглокожих и др. Принадлежащие этим типам группы организмов в начале кембрия, несомненно, уже существовали, причем также в виде уже вполне сложившихся форм, но были, по-видимому, немногочисленны как по числу входящих в их состав мелких таксонов (семейств, родов, видов), так и по обилию последних отдельными индивидами.

На рассматриваемом этапе получил развитие ряд своеобразных форм животных неясного систематического положения. Остатки некоторых из них широко распространены в слоях нижнего — среднего кембрия. Это прежде всего хиолиты (*Hyolithes*), угловато-конические известковые, раковинки которых в изобилии встречаются в самых нижних слоях кембрия, выделяющихся иногда (в Швеции, в частности) даже в особую — хиолитовую — зону. Хиолиты рассматриваются в настоящее время как особый класс типа моллюсков. Помимо хиолитов в пограничных слоях кембрия и верхнего протерозоя встречаются нередко многочисленные и разнообразные остатки других тубулярных (трубчатых) организмов неясного систематического положения. Это кремнистые трубочки платисоленидов (*Platysolenites*), рассматриваемые обычно как остатки аннелид; тонкие хитиновые трубки сабеллитид (*Sabelliditida*), принадлежащие, по мнению некоторых исследователей, организмам типа погонофор; конические, сдавленные с боков (с трехлучевой симметрией) известковые трубочки анабаритид (семейство *Anabaritidae*), систематическое положение которых остается пока загадочным; разнообразно скульптурированные короткие пирамидальные фосфатные по составу трубочки томмотид (отряд *Tommotida*), принадлежащие, возможно, моллюскам, возможно, усоногим ракам; и ряд других. В пограничных слоях кембрия и верхнего протерозоя остатки тубулярных организмов являются во многих районах единственными следами органического мира соответствующей переходной эпохи, и лишь над слоями с этими тубулярными ископаемыми начинают встречаться остатки археоциатид, трилобитов и других «обычных» представителей кембрийской фауны.

Как отмечалось, эпоха позднего кембрия может рассматриваться как переходная от эопалеозойского к раннепалеозойскому этапу. Верхнекембрийские отложения большей частью бедны органическими остатками, и причина этого неясна. Сравнительно богатые комплексы позднекембрийских ископаемых известны в северо-западной Европе (Англия, Швеция, Норвегия) и в центральных и восточных районах Северной Америки. В Европе позднекембрийская фауна богата остатками трилобитов и беззамковых плеченогих и имеет еще вполне эопалеозойский облик. В Северной Америке в составе позднекембрийской фауны заметную роль играли также головоногие моллюски (наутилоидеи), стебельчатые иглокожие, замковые плеченогие и ряд других форм, характерных уже для следующего — раннепалеозойского — этапа развития животного царства.

С начала ордовика (точнее со второго, аренигского, века ордовика) состав животного царства уже повсеместно получает раннепалео-



зойский характер, проявляющийся в расцвете всех морских беспозвоночных животных. Именно фауна беспозвоночных данного этапа и считается обычно характерной для палеозоя в целом. Это трилобиты, продолжающие свое развитие, гигантостраки (гигантские раки), граптолиты, замковые плеченогие; ряд крупных таксонов кишечнорастворимых — строматопороидеи, четырехлучевые кораллы и табуляты; различные классы стебельчатых иглокожих (цистоидеи, текоидеи, карпоидеи, криноидеи, бластоидеи), головоногие моллюски (наутилоидеи) и ряд других групп беспозвоночных животных.

Следует отметить также распространение в отложениях рассматриваемого этапа мелких роговых зубчатых и пильчатых образований — конодонтов. Природа этих образований, получивших в последнее время большое значение при межрегиональной корреляции палеозойских отложений, остается пока проблематичной. До недавнего времени они принимались большинством исследователей за челюстные аппараты морских кольчатых червей. В последнее время некоторые палеонтологи стали рассматривать их как чешуеподобные образования на теле простейших хордовых животных — конодонтоносителей.

Позвоночные (хордовые) животные в фауне основной части рассматриваемого этапа (ордовик — силур) существенной роли не играли, хотя несомненно, что уже с самого его начала они населяли водные бассейны того времени. На протяжении всего раннепалеозойского этапа позвоночные были представлены только бесчелюстными и рыбами, которые только в конце данного этапа (в девонском периоде) становятся богатой и широко распространенной группой животных. Как рыбы, так и бесчелюстные («панцирные рыбы») населяли в то время преимущественно пресноводные и солоноватые водоемы, и лишь немногие их представители были приспособлены к жизни в открытых морских и океанических бассейнах.

Переход от раннепалеозойского к позднепалеозойскому этапу растягивается, как отмечалось, на значительный промежуток времени — вторую половину девонского и начало каменноугольного периодов. Уже с начала девона заметно уменьшается разнообразие форм трилобитов; почти полностью с этого или даже с несколько более раннего времени вымирают граптолиты и ряд классов стебельчатых иглокожих — цистоидеи, текоидеи, карпоидеи. Не столь резко, но заметно сокращается разнообразие форм замковых плеченогих и ряда других характерных раннепалеозойских таксонов. В то же время появляется ряд новых групп животных. Это аммоноидеи (гониатиты), появляющиеся в конце раннего девона; это крупные фораминиферы отряда фузулинид, начавшие бурно развиваться со второй половины раннего карбона; это насекомые, впервые появившиеся в конце девона и мощный взлет в развитии которых имел место в конце раннего карбона (в намюрский век); это, наконец, наземные позвоночные — амфибии и рептилии, интенсивное развитие которых начинается со второй половины каменноугольного периода, хотя их древнейшие остатки известны уже из верхнедевонских отложений (северо-восточная Гренландия).

В позднем палеозое заметно увеличивается также разнообразие форм двустворчатых и брюхоногих моллюсков, для палеозоя вообще мало характерных. Они появляются на заре палеозойской эры, но развиваются относительно медленно и спокойно. Увеличение разнообразия форм этих классов моллюсков в позднем палеозое произошло в значительной мере за счет развития и широкого распространения пресноводных и солоноватоводных представителей.



Как было уже упомянуто, на позднепалеозойском этапе заметно сокращается разнообразие форм замковых плеченогих. Аналогичное сокращение наблюдается и в некоторых других группах животных, широко представленных на предыдущем этапе: у четырехлучевых кораллов и табулят, стебельчатых иглокожих и некоторых других. Однако при этом общем обеднении — уменьшении числа относительно крупных таксонов (классов, отрядов, подотрядов) — обилие дробных таксонов (родов, видов) и численность последних (обилие их экземпляров) у продолжающих развиваться таксонов младшего ранга, наоборот, увеличивается. Среди замковых плеченогих на фоне общего обеднения данного класса (к позднему палеозою вымирают отряды пентамирид, строфеминид, атрипид и многие подотряды и семейства других отрядов) резко возрастает обилие родов и видов, а также отдельных индивидов отрядов спириферид и продуктид, представители которых в массовом количестве встречаются почти во всех морских толщах верхнего палеозоя. Аналогичным образом в каменноугольном и пермском периодах пышно развиваются некоторые семейства и роды четырехлучевых кораллов (*Lithostrotionidae*, *Clisiophyllidae*), табулят (*Syringopora*), морских лилий (семейство *Poteriocrinidae*) и ряда других групп беспозвоночных.

В конце позднепалеозойского этапа и палеозойской эры в целом происходит полное или почти полное вымирание как многих специфически позднепалеозойских групп животных, так и большинства тех таксонов, которые пережили эпоху своего расцвета на предыдущем, раннепалеозойском этапе. При этом для первых из них, специфически позднепалеозойских, это вымирание было большей частью резким и быстрым, для вторых — относительно постепенным. Полностью на рубеже палеозоя и мезозоя вымирают фузулиниды, четырехлучевые кораллы, продуктиды и ряд других отрядов плеченогих, трилобиты и гигантостраки, все, кроме криноидей, классы стебельчатых иглокожих и большинство отрядов криноидей. Почти полностью на том же рубеже вымирают табуляты, резко сокращается разнообразие спириферид, окончательно вымирающих в середине юрского периода, и прямых наutilusоидей (ортоцератитов), доживающих до конца триаса. Если к этому перечню добавить еще граптолитов и археоциатид, вымерших задолго до конца палеозойской эры, то получится картина почти полного вымирания к концу палеозоя всех характерных для палеозоя групп морских животных.

Более сложная картина изменений обнаруживается на рубеже палеозоя и мезозоя у тех групп животных, которые в позднем палеозое (или в палеозое в целом) прошли лишь начальную стадию своего развития — у насекомых, двусторчатых и брюхоногих моллюсков, появившихся в палеозое классов позвоночных (рыб, амфибий, рептилий), аммоноидей (в целом) и многих других. Во всех этих ветвях животного царства вблизи рассматриваемого рубежа происходит значительное обновление состава — вымирают одни роды, семейства и даже отряды, а взамен их в еще большем обилии начинают развиваться другие. Именно эти переходные таксоны и дают начало развитию животного царства мезозойской эры.

Окидывая общим взглядом палеозойское развитие органического мира в целом (и царства растений, и царства животных), нетрудно заметить в этом развитии две основные линии: обитателей моря, с одной стороны, и обитателей суши — с другой. Третьей линией является развитие обитателей внутриконтинентальных водоемов (озер и рек). Данная линия известна, однако, значительно хуже двух предыдущих,



в связи с чем роль соответствующей экологической группы организмов в общем ходе эволюции органического мира остается пока неясной. Но возможно, что именно развитие этой группы организмов было основным стержнем эволюции органического мира в целом.

Первая из этих эпох — эпоха появления и становления морской скелетной фауны, сменившей бесскелетную фауну эдиакарского типа. Некоторые ветви животного царства, появившиеся в морях данной эпохи, оказались недолговечными. Быстро пройдя стадию своего расцвета, они столь же быстро, не доживя до конца кембрийского периода, угасли. Многие ветви морских животных — двустворчатые и брюхоногие моллюски, замковые плеченогие, стебельчатые иглокожие и ряд других — в кембрии не получили еще заметного развития. Они лишь «прозябали» в это время, как бы дожидаясь более благоприятных условий для своего развития. И только немногие группы морской фауны (трилобиты, беззамковые плеченогие), достигшие уже в кембрии широкого распространения и большего разнообразия форм, продолжали развиваться в том же темпе и в дальнейшем.

Эпоха формообразования второй половины девона — начала карбона имела уже второстепенное значение. Она проявилась лишь вспышкой в развитии некоторых групп морских беспозвоночных, которые в большинстве своем к концу палеозоя вымирают.

Несмотря на редкость ископаемых остатков переходных форм не вызывает сомнений, что истоком развития обитателей суши явились флора и фауна в основном, по-видимому, озерных и речных водоемов, т. е. «завоевание суши и воздуха» осуществлено обитателями водных



бассейнов, приспособившимися к существованию в воздушной среде. Наиболее отчетливо процесс этого приспособления устанавливается в эволюции девонских кистеперых рыб, приведшей к появлению в конце девонского периода первых земноводных (амфибий), а затем и рептилий. Та же направленность эволюционной изменчивости привела к появлению в девонском периоде двоякодышащих рыб, представители которых дожили до настоящего времени.

#### ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ СКЕЛЕТНОЙ ФАУНЫ ПАЛЕОЗОЯ

В развитии наземного мира животных и растений роль организмов, населяющих внутриконтинентальные водоемы, очевидна. В связи с этим обитатели суши единодушно рассматриваются как потомки пришельцев из водной среды, «завоевавших» во второй половине палеозойской эры новую для них — наземную (воздушную) — среду обитания. Но как понять и представить себе почти внезапное появление в морских отложениях начала палеозоя ископаемых остатков представителей почти всех типов животного царства? Были ли они в кембрийских морях иммигрантами из какой-то другой среды, или они возникли и развивались в морских бассейнах докембрийского времени «на месте»?

Высокий уровень организации кембрийской фауны и наличие в ней вполне сложившихся представителей всех типов беспозвоночных со всеми присущими этим типам признаками показывают, что к началу кембрия царство животных должно было пройти значительный отрезок пути своего эволюционного развития. Фактические данные, по которым можно было бы судить о его длительности, отсутствуют, а теоретическое рассмотрение данной проблемы может привести к различным выводам. Вряд ли, однако, продолжительность предкембрийского этапа развития животного царства могла быть значительно меньше продолжительности последующего, фанерозойского, отрезка его эволюции, т. е. менее 500—600 млн. лет.

Почему же за исключением эдиакарской фауны следы предкембрийского этапа эволюции не обнаруживаются в осадочных толщах верхнего докембрия? На этот вопрос, возникший одновременно с выявлением характера древнейшей кембрийской фауны, многие исследователи пытались дать ответ. Но и в настоящее время удовлетворительного объяснения «внезапного» примерно одновременного появления разнообразной раннекембрийской скелетной фауны пока не найдено.

Долгое время эта «внезапность» объяснялась общим метаморфизмом докембрийских пород, уничтожившим следы докембрийской жизни. Но выявление на всех континентах мощных толщ не метаморфизованных, но «немых» осадочных пород верхнего докембрия показало несостоятельность подобного объяснения. Стало очевидным, что «внезапность» появления скелетной фауны должна объясняться не вторичными явлениями — уничтожением более древних скелетных (и бесскелетных) остатков животных в результате метаморфизма, а самим ходом эволюционного развития животного царства.

Эволюционные изменения, приведшие к появлению скелетной фауны, могут представляться двояким образом: как возникновение у различных уже обособившихся групп организмов способности строить минеральный скелет или как быстрое обособление и становление «скелетных» групп организмов, сопровождавшееся одновременным развитием у них скелетных образований. В первом случае необходимо объ-



яснить причину одновременного «внезапного» появления у различных групп морских организмов способности строить скелетные образования, во втором — причину необычно быстрого темпа эволюционного развития тех же групп организмов на интересующем нас геохронологическом рубеже.

Как «внезапное» появление способности строить скелетные образования, так и «внезапное» ускорение темпа эволюции трудно объяснить без допущения стимулирующего влияния того или другого глобального по своему значению внешнего фактора земного или космического происхождения. Естественно поэтому, что на поиски такого фактора (или факторов) и обращаются прежде всего усилия исследователей. Если, однако, для объяснения вымирания тех или других сообществ обитателей Земли могут быть привлечены многие внешние факторы — резкие климатические и палеогеографические изменения, вулканическая деятельность, эпизоотии, космические излучения и др., — то для объяснения возникновения новых крупных групп организмов или новых важных их признаков (скелетных образований) круг возможных стимулирующих факторов оказывается сильно суженным.

Одновременное развитие у различных групп морских животных скелетных образований чаще всего объясняется предположением о резком увеличении на рубеже докембрия и кембрия солености морских вод, поскольку известно, что увеличение минерализации (солености) вод стимулирует образование у водных животных минерального скелета. Это находит, в частности, выражение в том, что во многих типах животного царства обитатели пресных вод или вообще лишены минерального скелета (пресноводные губки, кишечнополостные, мшанки), или он у них слабо развит (пресноводные и наземные моллюски), в то время как морские представители тех же типов обладают хорошо развитым скелетом.

Предположение о резком увеличении на рубеже докембрия и кембрия солености морских вод находит как будто подтверждение в распределении в разрезе земной коры галогенных образований — каменной соли, гипса и др.: среди докембрийских толщ эти образования встречаются редко, причем всегда в составе лишь наиболее молодых слоев докембрия, в отложениях же фанерозоя начиная с кембрия они распространены широко. Если считать, что интенсивность накопления галогенных образований зависит от солености вод Мирового океана, то это может быть истолковано как свидетельство относительной опресненности докембрийских морей.

Объяснение «внезапного» появления скелетной фауны предположением о резком увеличении солености Мирового океана весьма заманчиво и привлекает многих исследователей. Оно наталкивается, однако, на значительные трудности. Хорошо известно, что интенсивность накопления соленосных отложений в различные эпохи фанерозоя была различна. В одни — «солеродные» — эпохи (ранний кембрий, девон, пермь, поздняя юра, эоцен) она была очень велика, в другие, промежуточные, резко падала. Есть все основания считать, что эти колебания происходили не в зависимости от общих изменений солености морских вод, остававшейся, по-видимому, более или менее постоянной, близкой к современной, а вызывались рядом других причин — климатических, тектонических, палеогеографических. Вряд ли дело могло обстоять иначе и в эпоху, непосредственно предшествовавшую фанерозою. Существенно также, что совершенно неясной, загадочной остается причина предполагаемого увеличения солености морских вод на рубеже докембрия и кембрия.



Таким образом, представление о связи появления скелетной фауны с резким увеличением солености морских вод Мирового океана может быть обосновано только самим этим появлением. Но оно не находит подтверждения в каких-либо других историко-геологических данных и, разрешая одну «загадку», создает другую, не менее сложную — причины резкого увеличения к началу кембрия солености океанических вод. Главная же трудность подобного объяснения заключается в том, что, связывая выявление скелетной фауны лишь с появлением скелетных образований у вполне сложившихся групп морских животных, мы оставляем не разрешенным вопрос о причине отсутствия «не скелетных» остатков предков этих животных (плеченогих трилобитов и других представителей раннекембрийской фауны) в слоях позднего докембрия. Вопрос об этом отсутствии особенно усугубился с нахождением эдиакарской фауны. Почему действительно среди бесскелетных эдиакарских форм остатки предков раннекембрийской фауны отсутствуют?

Трудности, о которых выше шла речь, заставляют многих современных исследователей искать причину появления скелетной фауны в убыстренном темпе эволюционного развития самих скелетоносителей. Развитие скелетных образований оказывается тогда лишь одним из проявлений общей эволюции соответствующих групп организмов. При этом, поскольку в отложениях, заключающих эдиакарскую фауну (эдиакария, венда, вендомия, по различным авторам), остатки представителей раннекембрийских («скелетных») групп морских животных не обнаруживаются (единственное исключение — находка примитивной археоциаты *Claudina* в слоях Нама Юго-Западной Африки), обособление (от какого-то примитивного бесскелетного предка) и развитие этих скелетных групп должно было произойти чрезвычайно быстро, на протяжении нескольких десятков миллионов лет.

Столь быстрый темп эволюционного развития («эволюционный взрыв») немалым, по-видимому, без стимулирующего воздействия какого-то мощного внешнего фактора формообразования. Таким фактором могло быть, по мнению ряда современных исследователей, воздействие на органический мир Земли жестких космических или радиоактивных излучений. Современной генетикой установлено, что жесткие (ультрафиолетовые и ионизирующие) и радиоактивные излучения сильно воздействуют на генную и хромосомную структуры живых организмов, вызывая резкое усиление мутационной изменчивости. В большинстве своем возникающие при этом новые наследуемые признаки оказываются вредными (уродливыми), понижающими жизнеспособность соответствующего вида. Но некоторые из них могут оказаться и прогрессивными. На основе этих данных предполагается, что в конце докембрия поверхность земли подверглась резко усилившемуся воздействию жесткого космического излучения, которое вызвало у существовавших в то время животных (эдиакарского? типа) мощный поток мутационных изменений. При огромном количестве возникавших мутаций число прогрессивных из них могло оказаться достаточно большим, и при накоплении и умножении их от поколения к поколению стимулированный жестким излучением мутационный процесс мог, как полагают, быстро привести к возникновению новых крупных таксонов (отрядов, классов, типов) скелетных организмов. В дальнейшем интенсивность жесткого космического излучения могла ослабнуть, стать «обычной» и эволюция органического мира пойти своим обычным (дарвиновским) путем, пока новое усиление жесткой космической радиации не вызовет нового «эволюционного взрыва».



Периодическое усиление космического облучения Земли может быть объяснено различным образом. Советские астрономы В. И. Красовский и И. С. Шпольский (1957) высказали идею, развитую советским геологом Л. И. Салопом (1977), о связи эпох усиления космического облучения и отвечающих им эволюционных взрывов с вспышками сверхновых звезд в окрестностях Солнечной системы. Интенсивность и длительность облучения Земли будут зависеть при этом от силы вспышки сверхновой звезды, с одной стороны, и от ее местоположения по отношению к Солнечной системе и Земле — с другой. Поскольку в отношении обоих этих параметров могут быть высказаны любые предположения (какие-либо фактические данные здесь отсутствуют), они всегда легко могут быть «скоординированы» с характером соответствующего «эволюционного взрыва». В плане подобной «координации» предполагается, что вспышка сверхновой звезды в конце докембрия была весьма мощной и в небольшом удалении от Солнечной системы, поскольку координирующийся с ней «эволюционный взрыв» был особенно значительным. Данная гипотеза рассматривает интересующую нас проблему лишь в самых общих чертах, не объясняя многих важных особенностей как криптозойско-фанерозойского «эволюционного взрыва», так и других подобных явлений в развитии органического мира, нередко при этом вступая с ними в явное противоречие.

Среди возможных путей решения рассматриваемой проблемы один из них ускользает пока от внимания исследователей — путь объяснения «внезапного» появления и развития скелетной фауны миграцией организмов-скелетоносителей из пресноводных или солоноватоводных внутриконтинентальных водоемов в морские бассейны. Это можно объяснить глубоко укоренившимся представлением об океане как о колыбели жизни на Земле, в пределах которой земная жизнь зародилась и прошла начальный период своего развития. Это представление никем, однако, строго не обосновано, а известная нам фактическая картина развития органического мира Земли может получить более простое и естественное объяснение при допущении, что не океан, а внутриконтинентальные водоемы были местом сего зарождения и первоначального развития.

Представляется, что в разнообразных по характеру — температуре воды, степени и типу ее минерализации, рельефу дна и берегов и другим особенностям — внутриконтинентальных водоемах скорее могли сложиться условия, благоприятные для возникновения жизни, чем в значительно более однообразной и постоянной обстановке океанических бассейнов. В дальнейшем разнообразие условий внутриконтинентальных водоемов могло явиться фактором, стимулировавшим дифференциацию первичных форм жизни и обособление различных ее ветвей. Слабая минерализация вод внутриконтинентальных водоемов не стимулировала в то же время развитие скелетных образований у их обитателей, которые оставались «мягкотелыми», а приспособленность к жизни в пресных или слабо минерализованных водах должна была препятствовать их проникновению в морские бассейны. Наиболее рано «барьер солености» преодолели, по-видимому, наиболее примитивные, наименее специализированные прокариотные организмы — бактерии — и вскоре вслед за ними синезеленые водоросли.

Вероятно, лишь в конце докембрия «барьер солености» стали преодолевать другие, развившиеся и обособившиеся к этому времени, ветви животного царства, прежде всего простейшие (радиолярии), губки, а затем и другие. Первая широкая экспансия обитателей внут-



риконтинентальных водоемов в морские и океанические бассейны имела место, по-видимому, в самом конце докембрия, в эпоху развития эдиакарской фауны. Большинство представителей последней не смогло, однако, приспособиться к жизни в соленых водах моря, в частности развить способность к образованию скелетных покровов, и подверглось в связи с этим почти полному вымиранию. Новая экспансия в область моря началась на рубеже протерозоя и палеозоя, и сам этот рубеж, в его палеонтологическом выражении, именно данной экспансией и определяется. Раннепалеозойская экспансия была уже вполне успешной и положила начало формированию морской фауны беспозвоночных.

Проникновение в морские и океанические бассейны «мягкотелых» обитателей внутриконтинентальных водоемов должно было сопровождаться приобретением ими способности к выделению скелетных образований. Появление и развитие последних у морских беспозвоночных было бы действительно связано при этом с резким изменением солености среды обитания, но не в результате внезапного осолонения океанических вод, а вследствие проникновения самих организмов из одной — пресной или слабо минерализованной — водной среды в другую — сильно осолоненную.

Понятным в свете подобных представлений становится и отсутствие остатков докембрийских предков скелетной фауны. Вероятность сохранения до нашего времени отложений внутриконтинентальных водоемов (озер, рек, болот, лиманов), в которых эта предковая фауна должна была развиваться, очень невелика — они почти повсеместно могли быть уничтожены последующей денудацией, а вероятность сохранения в этих слоях остатков бесскелетных животных еще меньше. Только проникновение в морскую среду сделало органический мир доступным для изучения современными исследователями, так как следы морской среды в виде толщ морских осадков сохраняются несравненно полнее следов внутриконтинентальных водоемов, и эта среда более благоприятна для фоссилизации органических остатков.

Следует отметить, наконец, что палеонтология, уже для фанерозоя, известно много случаев проникновения в морскую среду и успешного к ней приспособления обитателей суши и пресных вод. Но не известно ни одного достоверного случая обратного явления — проникновения в условия пресноводной или наземной среды и успешного приспособления к ней представителей морской фауны.

### ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЯ

История и принцип выделения подразделений геохронологической шкалы, как и метод ее использования, рассмотрены в первой части курса (см.: Леонов, гл. III, IV), и здесь эти вопросы затрагиваться не будут.

Общая шкала геохронологического расчленения палеозоя, принятая в СССР, представлена в табл. 1. В большинстве своих основных подразделений (периодов — систем, эпох — отделов, веков — ярусов) эта шкала отвечает международной (западноевропейской) шкале, а в расчленении позднего палеозоя (карбона — перми) — ее дополняет. На той же таблице приведена схема геохронологического расчленения, принятая в США. На уровне периодов — систем она почти полностью отвечает международной, но ее более дробные подразделения (эпохи — серии, века — ярусы) выделены только на территории США и в своих объемах и границах определяются таковыми местных (амер-



Таблица 1

## Общая шкала геохронологического расчленения палеозоя

Геохронологическая шкала, принятая в СССР			Геохронологическая шкала, принятая в США		
период (система)	эпоха (отдел)	век (ярус)	период (система)	эпоха (серия)	век (ярус)
Пермский	Поздняя (Верхний)	Татарский Казанский Уфимский	Пермь	Поздняя (Верхняя)	Очоен
	Ранняя (Нижний)	Кунгурский Артинский Сакмарский Ассельский		Средняя	Гуадалупиен Леонардиен
				Ранняя (Нижняя)	Вольфкемпниен
Каменно- угольный	Поздняя (Верхний)	Гжельский Касимовский	Пенсильва- ний	Поздняя (Верхняя)	Верджилиен Миссуриен
	Средняя	Московский Башкирский		Средняя	Демойниен Атокен
	Ранняя (Нижний)	Серпуховский Визейский Турнейский	Миссисипий	Ранняя (Нижняя)	Морроуен
				Поздняя (Верхняя)	Честериен Мерамекиен
				Ранняя (Нижняя)	Осейджен Киндерхукиен
Девонский	Поздняя (Верхний)	Фаменский Франский	Девон	Поздняя (Верхняя)	
	Средняя	Живетский Эйфельский		Средняя	
	Ранняя (Нижний)	Эмский Зигенский Жединский		Ранняя (Нижняя)	
Силурийский	Поздняя (Верхний)	Лудловский	Силур	Кайюген	
				Ниагарен	
	Ранняя (Нижний)	Уинлокский Ландоверский		Мединен	
Ордовикский	Поздняя (Верхний)	Ашгильский Верхний карадок	Ордовик	Цинцинна- тиен	
	Средняя	Нижний и Средний карадок Ландейльский Ланвирнский		Шамплей- ниен	
	Ранняя (Нижний)	Аренигский Тремадокский		Канадиен	
Кембрийский	Поздняя (Верхний)	Не выделены	Кембрий	Кройен	Тремпелоен Франкониен Дресбахиен
	Средняя	Майский Амгинский		Альбертен	Не выделены
	Ранняя (Нижний)	Ленский Алданский		Вокобен	



риканских) регионально-стратиграфических подразделений, принятых в качестве их стратоталонов.

Для кембрия геохронологических подразделений, имеющих статус международных, пока не установлено. В СССР для нижнего и среднего кембрия в качестве таковых используются подразделения, выделенные в нижнем и среднем кембрии Сибирской платформы. Ярусы (века) нижнего кембрия (алданский и ленский) используются нередко и за пределами СССР, и возможно, что они будут приняты в качестве ярусных подразделений международной шкалы. Использование в качестве общих геохронологических подразделений амгинского и майского ярусов (веков) среднего кембрия более ограничено, и перспектива их включения в международную шкалу неясна. Верхний кембрий геохронологически в СССР не расчленяется. В США в верхнем кембрии выделяются три яруса (см. табл. 1). Статуса международных они не имеют, и вопрос о разделении в международной шкале верхнего кембрия остается открытым.

Для ордовика, силура и девона в СССР, как и в большинстве других стран мира, используется, вплоть до подразделений ярусного ранга, международная (западноевропейская) геохронологическая шкала. Не доработано в этой шкале расчленение ордовика и силура на эпохи — отделы (серии), что связано в основном с недавним возведением этих подразделений из ранга отделов в ранг систем. Принятое в СССР трехчленное деление ордовика отвечает американскому, но не отвечает стратоталонному английскому делению. Карадокский ярус английского деления оказался разделенным при этом на две части, верхняя из которых (верхний карадок) включается в верхний ордовик, а нижняя (средний и нижний карадок) — в средний ордовик. Нелогичность сохранения при этом старой номенклатуры очевидна и вызывает, естественно, стремление выделять вместо карадока два яруса с различными названиями. Советским геологом Т. Н. Алиховой (1975) для нижнего из них (среднеордовикского) предложено, например, название «иевский ярус», а для верхнего (верхнеордовикского) — «пусгиллский ярус». Нельзя считать вполне удовлетворительным и разделение на отделы силура, при котором верхний силур включает лишь один ярус. Иное — трехчленное — разделение силура дается в шкале, принятой в США, причем нижний силур этой шкалы (мединен) охватывает лишь нижнюю половину ландоверского яруса международного (английского) деления. В шкале, принятой в США, ордовик, силур и девон разделяются на многочисленные века — ярусы. Последние используются лишь в США и за пределами США значения не имеют.

Наиболее сложно геохронологическое расчленение карбона и перми, которое ни в одном из многочисленных его вариантов, предлагающихся различными исследователями, не получило до сих пор статуса международной геохронологической шкалы. Причина подобного положения ясна — на «родине» международной геохронологической шкалы, в Западной Европе, каменноугольно-пермский интервал разреза представлен в основном континентальными образованиями, которые из-за бедности и специфического характера заключенных в них органических остатков в качестве стратоталонов геохронологической шкалы неудобны. Западноевропейская схема расчленения карбона — перми имеет поэтому лишь региональное значение. Выбор в качестве основы общей геохронологической шкалы другой последовательности региональных подразделений, установленной в каком-либо другом регионе мира, из-за конкуренции различных национальных вариантов (гео-



логи каждой страны считают свой вариант наилучшим), наталкивается на значительные трудности.

Расчленение карбона — перми, принятое в Западной Европе, и его соотношение с геохронологической шкалой карбона — перми, принятой в СССР, показано в табл. 2. Из западноевропейских подразделений карбона — перми общее международное значение получили лишь турнейский и визейский ярусы нижнего карбона, составляющие

Таблица 2

Геохронологическое расчленение каменноугольно-пермских отложений, принятое в Западной Европе и СССР

Западная Европа				СССР	
Триас				Триас	
Верхняя Пермь	Тюрингий (Цехштейн)			Татарский Казанский Уфимский	Верхняя пермь
Нижняя пермь	Саксон	Мертвый красный лежень		Кунгурский Артинский	Нижняя пермь
	Отен			Сакмарский Ассельский	
Верхний карбон (Силезий)	Стефан	D C		Гжельский	Верхний карбон
		B A		Касимовский	
	Вестфал	D C —B		Московский	Средний карбон
		A		Башкирский	
	Намюр	C B		Серпуховской	Нижний карбон
		A			
Нижний карбон (Динант)	Визе	верхний	Динант III	Визейский	Нижний карбон
		нижний	Динант II		
	Турне	верхний	Динант I	Турнейский	
		нижний			
		Девон		Девон	

динант по шкале западноевропейских геологов. Следует иметь в виду, что в Западной Европе принято четырехчленное деление карбона — на динант, намюр, вестфал и стефан. В рамках этого деления динант, в терригенном (кульмском) развитии, делится на динант I, динант II, динант III по фауне аммоноидей (динант I — слои с *Gattendorfia*, динант II — слои с *Periclytus*, динант III — слои с *Goniatites*). Вызвано это тем, что стратоэталон турне и визе (Бельгия) сложены известня-



ками с ракушниковой фауной, представители которой (плеченогие, кораллы) в терригенных породах встречаются редко.

Подразделения центральноевропейского верхнего карбона и перми, представленные преимущественно континентальными (в верхнем карбоне угленосными, в перми красноцветными) образованиями, на роль стратоэталонной международной геохронологической шкалы претендовать, очевидно, не могут. В связи с этим в настоящее время для интервала разреза, отвечающего верхнему карбону и перми западно-европейской схемы, общепринятая геохронологическая шкала отсутствует. В качестве ее заменителя для карбона и нижней перми чаще всего, по-видимому, используется шкала, принятая в СССР, и возможно, что именно она, в целом или в отдельных своих звеньях, и получит в будущем статус международной геохронологической шкалы. Наиболее сложно в данном отношении с интервалом разреза, отвечающим четырем верхним ярусам перми СССР — кунгурскому, уфимскому, казанскому, татарскому. Для этого интервала разреза предложено много схем геохронологического расчленения, но ни одна из них пока не получила заметного преимущества.

\* \* \*

Рассмотрение палеозойских образований и истории геологического развития Земли в палеозое мы начнем с ее более сложно построенного Лавразийского сегмента, включающего ряд как платформенных, так и геосинклинальных складчатых областей. Центральное место в этом сегменте занимает Восточно-Европейская платформа, с которой мы и начнем рассматривать платформенный тип палеозойского развития земной коры. Знакомство с геосинклинальным типом развития земной коры в палеозое мы начнем с Северо-Атлантической геосинклинальной складчатой области. После этого будет рассмотрено палеозойское развитие остальных платформ и геосинклинальных складчатых областей Лавразии и Гондваны.



## ГЛАВА III. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ ПАРАПЛАТФОРМЕННОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

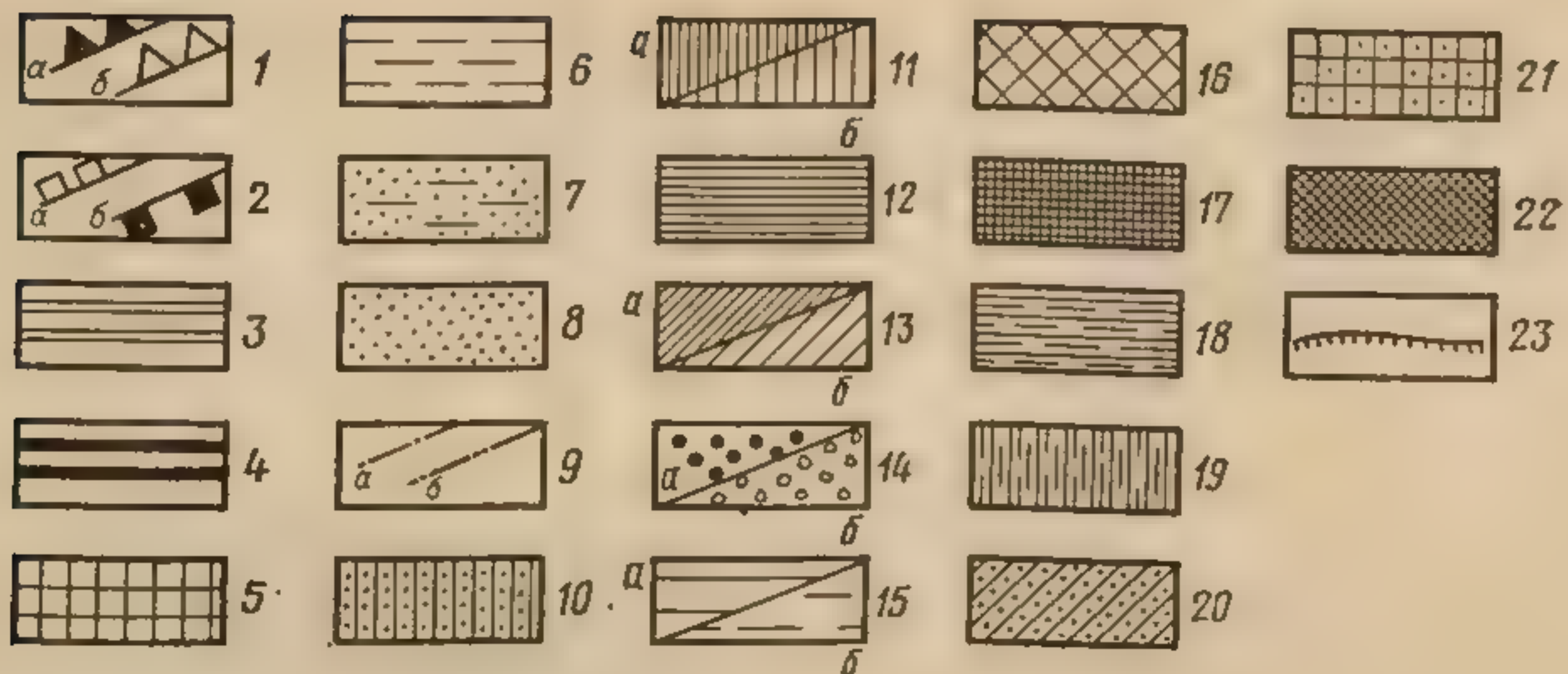
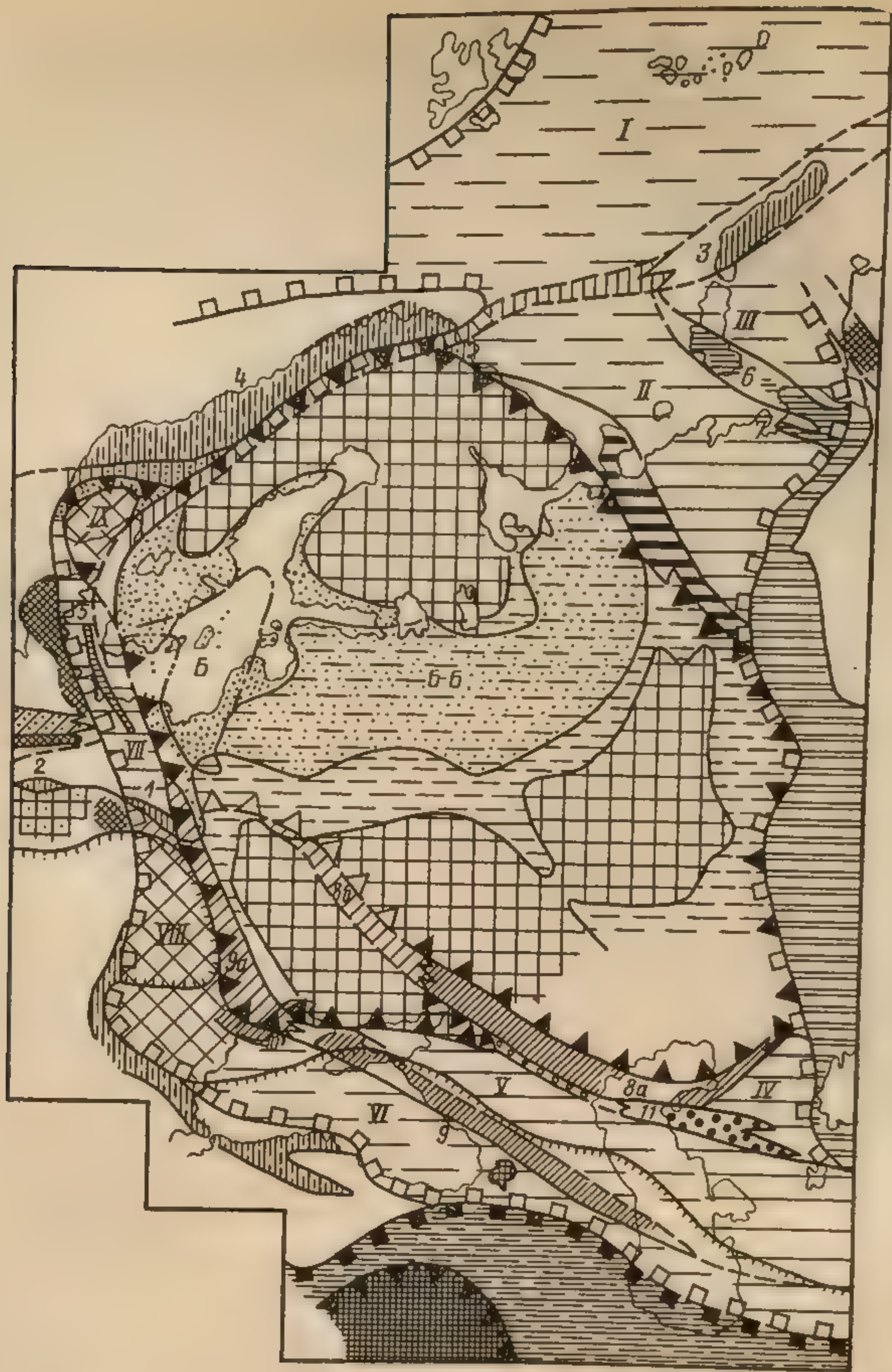
### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

Границы современной Восточно-Европейской платформы — как области с доверхнепротерозойским (карельским) фундаментом, не затронутой в неогее геосинклинальной переработкой, — легко устанавливаются лишь на северо-западе — с геосинклинальной складчатой системой Скандинавских каледонид и на востоке — с Уральским геосинклинальным складчатым поясом (рис. 3). Труднее определяются северо-восточная, южная и юго-западная границы платформы, где к ее устойчивому и однородному по структуре и типу развития «типично платформенному» ядру примыкают области сходной, но неоднородной структуры, включающие сравнительно узкие зоны, прошедшие на том или другом этапе геосинклинальный цикл развития. К числу последних на северо-востоке относится складчатое сооружение Тимана; на юге — складчатое сооружение Донецкого бассейна и его погруженное восточное продолжение, составляющие Донецко-Каспийскую систему; на юго-западе — складчатое сооружение Свентокшиских гор и недавно выявленная погруженная складчатая система Рюген — Косшалин — Хойнице.

За пределами этих складчатых сооружений или между ними располагаются обширные равнинные пространства — Большеземельская тундра и прилегающая акватория Баренцева моря, Предкавказье и Закаспий, Польская низменность, — имеющие структуру плит с глубоко погруженным фундаментом, большей частью неясного строения и возраста. На северо-востоке и юге эти плиты, в свою очередь, с внешней (по отношению к платформе) стороны ограничиваются вторым рядом складчатых сооружений: Печорская (Большеземельская) плита — складчатым сооружением Пай-Хоя, Скифско-Туранская плита Предкавказья и Закаспия — складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Копетдага. Эти промежуточные плиты могут рассматриваться или как краевые участки платформ, или уже как внутригеосинклинальные области, а отделяющие их от основного ядра платформы складчатые системы — или как внутripлатформенные, или как окраинногеосинклинальные единицы. Несколько сложнее, но в общем аналогичным образом построена юго-западная (Датско-Польская) окраина платформы.

Вопрос об окраинноплатформенном или внутригеосинклинальном положении упоминавшихся плит пытаются обычно разрешить путем определения возраста их фундамента, который устанавливается в основном по сравнительно-геофизической характеристике слагающих его пород. Но поскольку истолкование геофизических данных может быть различным, к однозначным решениям данный путь не приводит. Так, одни исследователи, считая фундамент Печорской плиты байкальским, ни ее, ни складчатое сооружение Тимана в состав Восточно-Европейской платформы не включают. Но другие геологи, считающие фунда-







мент той же плиты добайкальским (карельским?), и данную плиту, и Тиман рассматривают в составе платформы. В случае Скифско-Туранской плиты и отделяющей ее от «ядра» платформы Донецко-Каспийской складчатой системы вопрос осложняется еще тем, что последняя к северо-западу по простиранию переходит уже в бесспорно внутриплатформенный не геосинклинальный Днепровско-Донецкий прогиб, образуя вместе с ним единую «платформенно-геосинклинальную» Днепровско-Каспийскую систему. Невключение в состав платформы складчатого (геосинклинального) отрезка последней приводит к тому, что одна часть единой структурно-геологической единицы включается в состав платформы, другая — из нее исключается, и граница платформы и геосинклинальной области пересекает эту структурно-геологическую единицу вкрест ее простирания.

Таким образом, даже современные границы Восточно-Европейской платформы однозначно установить трудно, а это приводит к длительным и бесплодным дискуссиям о положении этих границ. Еще труднее установить границы платформы на протяжении палеозоя, поскольку в это время стабильными оставались лишь восточная граница платформы, с Уральским поясом, и северо-восточная, с Тиманом, при условии, что последний рассматривается при этом как окраинно-геосинклинальная складчатая система. Остальные геосинклинальные складчатые системы, обрамляющие «ядро» платформы, возникли разновременно, в различные эпохи палеозоя. В венде — кембрии (на эопалеозойском этапе развития платформы) ни одной из них еще не существовало, и граница эопалеозойской платформы проходила за пределами этих складчатых систем. В позднем кембрии (?) — раннем ордовике возникли Скандинавская и Пайхойская геосинклинальные системы и геосинклинальная система Рюген — Кошалин — Хойнице. Значительно позже, в среднем девоне, возникли Донецко-Каспийская система и система Большого Кавказа и лишь в самом конце палеозоя — небольшая Мангышлакская геосинклиналь.

Устойчивое, не затронутое геосинклинальной переработкой современное ядро платформы почти со всех сторон окаймляется, как мы ви-

Рис. 3. Схема распространения эопалеозойских отложений Восточно-Европейской платформы и основные элементы структуры ее параплатформенного обрамления:

1 — современная граница Восточно-Европейской и Гондванской платформ: а — по обычным представлениям, б — вариант северного участка юго-западной границы, принятый в данной работе; 2 — граница тех же платформ на эопалеозойском этапе: а — Восточно-Европейской, б — Гондванской; 3 — Палеоуральский (байкальский) складчатый пояс; 4 — складчатая система Тимана (байкальская); 5—9 — эопалеозойские отложения Восточно-Европейской платформы: 5 — выступы доэопалеозойского фундамента, не покрывавшиеся осадками эопалеозоя, 6—8 — участки, покрытые: 6 — только слоями венды; 7 — слоями венды и кембрия, 8 — только слоями кембрия; 9 — границы распространения: а — слоев среднего кембрия; б — слоев верхнего кембрия; 10—14 — прогибы параплатформ: а — геосинклинальные, б — не геосинклинальные участки, возникшие: 10 — в доэопалеозойское время (краевые участки спарагмитового прогиба); 11 — в венде — раннем кембрии, 12 — в позднем кембрии — раннем ордовике; 13 — в середине девона, 14 — в позднем карбоне — перми; 15 — плиты параплатформ: а — на суше; б — в морских акваториях: I — Баренцевоморская; II — Печорская, III — Карская, IV — Устьюртская, V — Скифско-Туранская, VI — Понто-Каспийская, VII — Датско-Польская; 16 — Малопольско-Мизийский (VIII) и Южнонорвежский (IX) доэопалеозойские массивы; 17 — Гондванская платформа; 18 — Северо-Гондванская платформа; 19 — Пражский, Балкано-Северо-Анатолийский и Скандинавский геосинклинальные прогибы области Атлантид; 20 — послепалеозойский прогиб Реногерцинской зоны области Атлантид; 21 — выступ доэопалеозойского фундамента южной части Чешского массива; 22 — Среднегерманский «порог»; погребенные массивы (Ютландский, Нижнеэльбинский) восточной окраины Центральных Атлантид, Надымский погребенный массив западной окраины центральных Урало-Монгоид, 23 — граница альпийского геосинклинального пояса.

1 — Свентокшиские горы, 2 — Пражский синклинорий, 3 — складчатая система о. Северный Новой Земли, 4 — Скандинавские каледониды, 5 — складчатая зона Рюген — Кошалин — Хойнице, 6 — Пайхойская складчатая система, 7 — гряда Чернова, 8 — Днепровско-Каспийская система; 8а — Донецко-Каспийская складчатая система, 8б — Днепровско-Припятский платформенный прогиб, 9 — Кавказский прогиб и 9а — Приднепровский прогиб, 10 — Добруджа, 11 — Манычско-Мангышлакский прогиб.

Б-Б — Балтийско-Беломорский прогиб; Б — Балтийский прогиб



дим, в той или иной мере геосинклинально переработанными участками эопалеозойской платформы. Последние образуют вокруг современного ядра платформы параплатформенное (греч. *рага* — возле, около, совместно) обрамление, которое отделяет это ядро от существовавших с начала эопалеозойского этапа геосинклинальных складчатых областей. Геосинклинальная переработка параплатформенного обрамления Восточно-Европейской платформы была частичной, и ее значение может оцениваться различно. Это дает некоторую свободу в определении границ платформы и возможность выбора того или другого их варианта — промежуточного между границей современного ядра платформы и ее изначальной (?) эопалеозойской границей.

При историческом подходе к определению границ платформы необходимо различать, следовательно, ядро платформы (современную платформу *s. str.*) и ее параплатформенное обрамление, в пределах которого положение границ платформы от этапа к этапу менялось. На рис. 1 граница современной платформы проведена согласно обычной точке зрения советских геологов. Логичнее, однако, на юге проводить эту границу по северному краю Днепровско-Припятской системы прогибов, не пересекая Днепровско-Каспийскую систему вкрест ее простираения и ограничивая современную платформу Балтийским щитом и Русской плитой. Аналогичным образом, не следует, по-видимому, включать в состав ядра Восточно-Европейской платформы Южно-Норвежский (Западный Южно-Скандинавский) докембрийский массив, а проводить границу ядра платформы по внешнему краю Предскандинавского прогиба, одному из участков которого отвечает грабен Осло, отделяющий Южно-Норвежский массив от остальной площади Балтийского щита. Наиболее четко Предскандинавский прогиб выражен на крайнем северо-востоке, в районе Тана-фьорда (п-ов Дигермуль), и на юго-западе, в районе возникшего в его пределах в позднем палеозое грабена Осло. Южнее, дугообразно изгибаясь и принимая юго-восточное направление, он прослеживается через район пролива Каттегат на п-ов Шонен (южная Швеция).

Труднее определяется внешняя граница параплатформенного обрамления, положение которой, изображенное на рис. 3, может, вероятно, трактоваться различно.

Современная Восточно-Европейская платформа (современное ядро платформы) имеет форму неправильного вытянутого с юго-востока на северо-запад овала, длина которого составляет около 3000 км, а наибольшая ширина около 2000 км. И гипсометрически, и структурно современная платформа асимметрична: ее северо-западная часть приподнята, и здесь, в области Балтийского щита, на поверхность выступает ее фундамент. На юго-востоке, в области Прикаспийской низменности, поверхность платформы лежит ниже уровня моря, а ее фундамент погружен на значительную глубину, превышающую, вероятно, 15 км. Структура платформы на протяжении палеозоя от этапа к этапу видоизменялась, в связи с чем будет удобнее коснуться ее главных особенностей поэтапно.

Параплатформенное обрамление Восточно-Европейской платформы развито вдоль ее удлиненных северо-восточной и юго-западной сторон и распадается на три обособленные единицы — параплатформы (геоблоки<sup>1</sup>): северо-восточную — Тиманско-Баренцевоморскую; юго-

<sup>1</sup> Геоблоками советский геолог Л. И. Красный (1977) предложил называть наиболее крупные блоковые структурные единицы земной коры, составляющие, по его представлению, определенный ряд: локальные блоки, простые блоки, сложные блоки, мегаблоки, геоблоки.



западную — Южно-Русскую и как бы являющуюся северо-западным выступом последней — Датско-Польскую.

Тиманско-Баренцевоморская параплатформа располагается в основном в пределах акватории Баренцева моря, в связи с чем сведения о ее структуре и истории развития крайне скудны. В ее составе могут быть выделены два мегаблока (плиты) «платформенного» типа: Баренцевоморский и Печорский, разделенные северо-восточным продолжением Предскандинавского прогиба, переходящего (?) к северо-востоку в геосинклинальную систему о. Северный Новой Земли.

Южно-Русская параплатформа — наиболее обширный и сложный по структуре участок параплатформенного обрамления Восточно-Европейской платформы. В ее пределах располагались две узкие протяженные (до 2500 км) системы прогибов: Днепровско-Каспийская — на севере и Приднестровско-Кавказская — на юге. Первая из них заложилась и оформилась в середине девона; вторая заложилась несколько раньше (в силуре?), но оформилась также, по-видимому, лишь в середине девона. Их северо-западные участки — Днепровско-Припятская система прогибов первой из них и Приднестровский прогиб второй — не были затронуты складчатостью и сохранили платформенный характер. Но их юго-восточные участки — Донецко-Каспийский прогиб и прогибы Большого Кавказа — прошли в позднем палеозое полный цикл геосинклинального развития, завершившегося герцинской складчатостью, и были превращены в конце палеозоя в горно-складчатые сооружения. Помимо этих основных систем прогибов в юго-восточной части рассматриваемого геоблока выделяется небольшая позднепалеозойско-раннемезозойская Манычско-Мангышлакская система, примыкающая с юга к Днепровско-Каспийской. Небольшой прогиб — Добруджинский — возник в середине палеозоя на западном побережье Черного моря, в районе дельты Дуная. Размеры и ограничения этого прогиба остаются неясными.

Между Днепровско-Каспийской и Приднестровско-Кавказской системами прогибов и между последней из них и внешним краем параплатформенного обрамления протягиваются два сравнительно широких (до 400 км) и «спокойных» по структуре мегаблока. Северо-западную часть Северного мегаблока образует Украинский щит, а юго-восточную — Скифско-Туранская плита. Северо-западная часть Южного мегаблока перекрыта на значительной площади мезокайнозойскими складчатыми комплексами Карпат. Пространство между северным краем Карпат и принадлежащими уже к Датско-Польской параплатформе (геоблоку) Свентокшискими горами занято Малопольским массивом, сложенным складчатыми и метаморфизованными довендскими слоями протерозоя. Пространство к югу от южного края Карпатской дуги до Балкан занято Мизийской плитой — возможным южным продолжением Малопольского массива. Гипотетическую палеозойскую структурную единицу, включающую на севере Малопольский массив, а на юге — Мизийскую плиту, средняя часть которой погребена под Карпатами, мы будем называть в дальнейшем Малопольско-Мизийским массивом. Его положение в структуре рассматриваемой параплатформы аналогично таковому Украинского щита. Восточнее, в пределах Кавказского перешейка, продолжением Малопольско-Мизийско-

---

В принятой нами номенклатуре «геоблок» — единица, отвечающая по своему значению и объему параплатформе, «мегаблок» — основным элементам параплатформы. Понятие и термин «геоблок» будут использоваться в дальнейшем также для обозначения крупных элементов геосинклинальных складчатых областей сложной мозаичной структуры.



го массива является протяженный Понто-Каспийский мегаблок. Последний в палеозое оставался, вероятно, стабильным. Но Северный мегаблок в его Скифско-Туранской части подвергся во второй половине палеозоя раздроблению, в результате которого возник ряд небольших (?) прогибов геосинклинального типа, подобных Донецко-Каспийскому. В середине карбона их выполнение было смято в складки и несколько метаморфизовано.

Сравнительно небольшая Датско-Польская параплатформа имеет в плане вид узкого пояса, продолжающего к северо-западу южную часть Южно-Русской параплатформы. В составе Датско-Польской параплатформы с севера на юг выделяются: Южно-Норвежский докембрийский массив, Датско-Польская плита (мегаблок) и складчатое сооружение Свентокшиских гор. В северной части Датско-Польской плиты бурением недавно выявлена погребенная зона складчатых слоев ордовика и силура Рюген — Кошалин — Хойнице.

В параплатформенное обрамление Восточно-Европейской платформы может быть включена также область Северного моря и его южного и западного (Британского) побережий, которая многими геологами рассматривается как раздробленный и погруженный выступ Восточно-Европейской платформы. Однако в своем палеозойском развитии Североморской геоблок был тесно связан с развитием Атлантид, в составе которых (Северных Атлантид) он и будет в дальнейшем рассматриваться.

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В палеозойском развитии Восточно-Европейской платформы и ее параплатформенного обрамления четко выделяются три основных этапа: эопалеозойский (венд — кембрий), раннепалеозойский (ордовик — первая половина девона) и средне-позднепалеозойский (вторая половина девона — ранний триас). Каждый из этих этапов начинается эпохой погружения и заканчивается эпохой поднятия, а в метагеосинклинальных прогибах параплатформенного обрамления — также проявлениями складчатости, метаморфизма и внедрением интрузий.

#### ЭОПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (ВЕНД — КЕМБРИЙ)

Начало эопалеозойского этапа отвечает наступлению плитной стадии развития платформы — началу накопления на обширных выровненных пространствах платформы равномерного покрова (чехла) слоев венда, трансгрессивно перекрывающих выступы и впадины фундамента предыдущей — доплитной — стадии ее развития. Поскольку нижняя, вендская, часть образований эопалеозойского этапа платформы уже рассматривалась (см.: Леонов, с. 281—285), в данной главе будет рассмотрена только их верхняя, кембрийская, часть.

Отложения кембрия распространены на северо-западе Русской плиты, где они выполняют два широких плоских прогиба — Балтийско-Беломорскую и Балтийскую синеклизы (см. рис. 3), в Предскандинавском прогибе и в пределах Датско-Польской параплатформы. На востоке и юго-востоке Русской плиты и в пределах Южно-Русской параплатформы, за исключением центральной части Северного Кавказа, кембрийские отложения нигде достоверно не установлены.



Прискандинавский прогиб и область западного  
и юго-западного параплатформенного обрамления платформ

До появления «сибирской» схемы ярусного деления кембрия для кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы в качестве хронологического эталона использовался обычно классический разрез кембрия южной Норвегии (район Осло — оз. Мьёса) в южной части Предскандинавского прогиба. В этом разрезе в соответствии с предложенной американским геологом Уолкоттом (1888) схемой расчленения кембрия по смене фауны трилобитов снизу вверх выделяются три серии слоев: серия слоев с *Holmia*, серия слоев с *Paradoxides*, серия слоев с *Olenus*. Каждая из этих серий по присутствию тех или других ископаемых (в основном трилобитов) расчленяется на многочисленные зоны без группировки последних в ярусы. С появлением «сибирской» ярусной схемы последняя также стала использоваться для хронологического расчленения кембрийских отложений платформы. Однако отчасти из-за бедности этих отложений ископаемыми (в Беломорско-Балтийской синеклизе), отчасти из-за иного, чем в Сибири, характера последних параллелизация с сибирским эталоном наталкивается на большие трудности и осуществляется пока лишь провизорно.

В разрезе южной Норвегии (рис. 4) слои кембрия согласно с незначительным размывом залегают на кварцитах варяжской свиты —

верхнего члена спарагмитового комплекса Скандинавии, которые выделяются в данном районе под местным названием рингсакерских кварцитов. В их верхней части встречаются трубчатые образования (ходы червей?), известные под родовым названием *Scolithus*.

Серия с *Holmia* (нижний кембрий) южной Норвегии достигает 50 м мощности и разделяется на три комплекса слоев, которые обозначены на рис. 4 индексами  $\epsilon_{1a}$  и  $\epsilon_{1b}$ . Нижний из них ( $\epsilon_{1a}$ ) сложен фациально изменчивой толщей переслаивания известковистых песчаников, кварцитов, глинистых сланцев с остатками тубулярных орга-

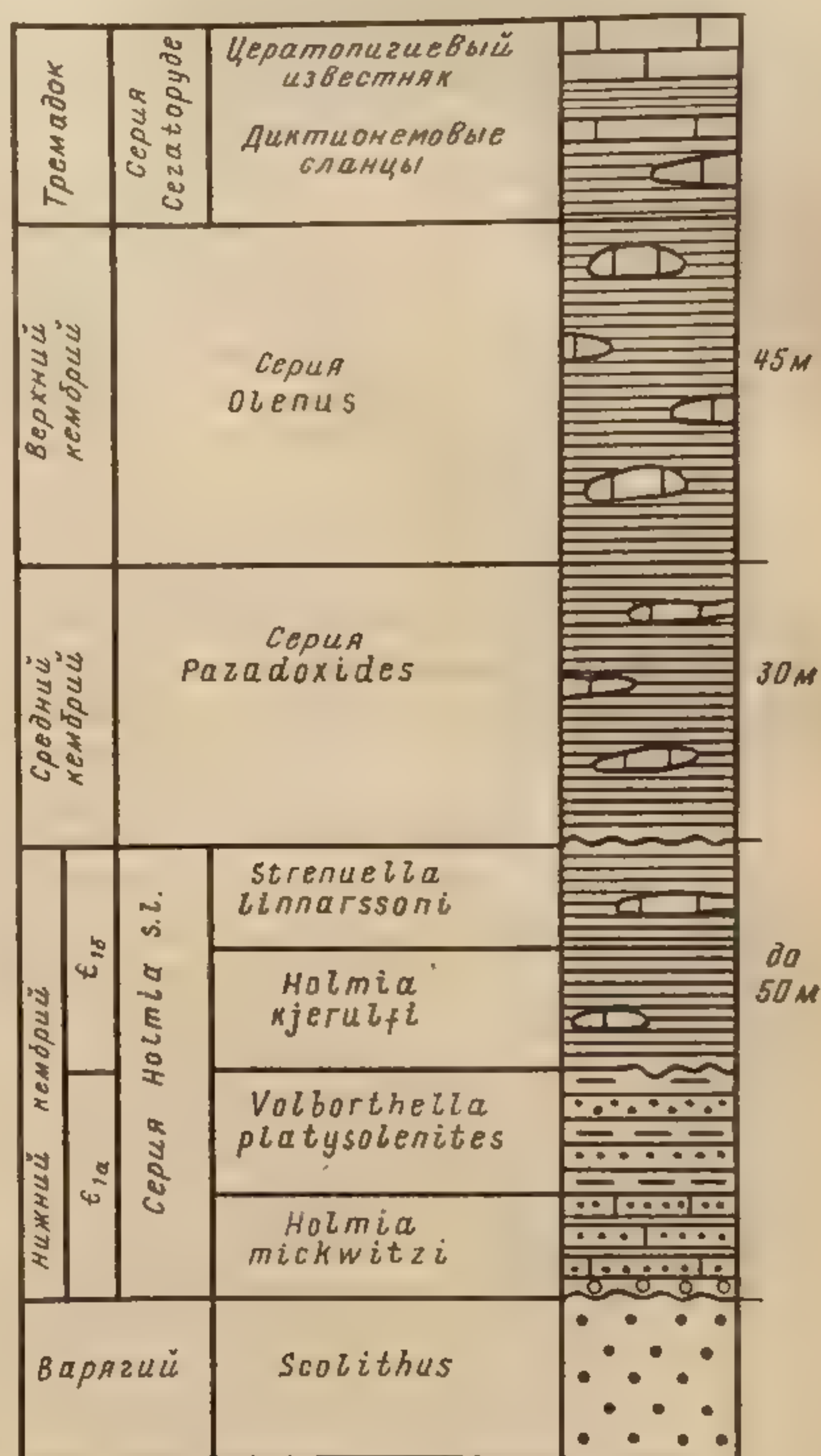


Рис. 4. Разрез кембрийских отложений южной Норвегии (район Осло—оз. Мьёса). По Henningssoen, 1956. Описание разреза в тексте



го проги-  
езе в со-  
ложенной  
геологом  
схемой  
мбрия по  
рилобитов  
яются три  
ия слоев  
лов с Ра-  
слоев с  
из этих се-  
ю тех или  
ых (в ос-  
гов) рас-  
огочислен-  
руппировки  
ы. С появ-  
кой» ярус-  
няя также  
аться для  
расчле-  
их отложе-  
Однако от-  
ности этих  
аемыми (в  
ийской си-  
из-за ино-  
и, характе-  
араллелиза-  
эталонном  
на большие  
цествляется  
зорно.

жной Норве-  
и кембрия  
ачительным  
ают на квар-  
й свиты —

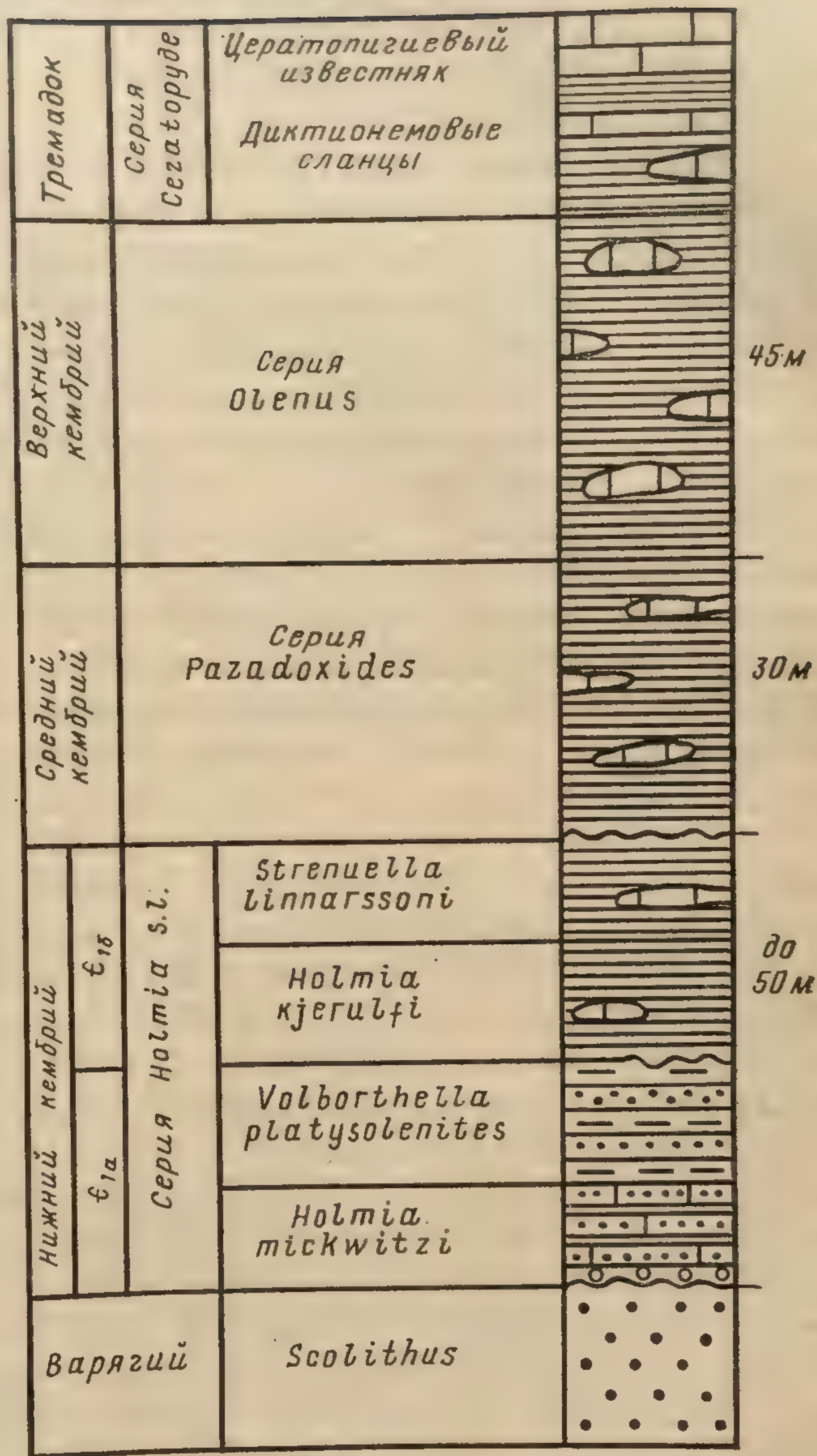


Рис. 4. Разрез кембрийских отложений юж-  
ной Норвегии (район Осло—оз. Мьёса). По  
Henningssuoen, 1956. Описание разреза в  
тексте



низмов — плектисоленигов, хиолитов, вольбортелл, — обычно более обильными в верхней части слоев  $\text{C}_{1a}$ . Уже в нижней части последних были встречены единичные остатки трилобитов (*Holmia*), что дало основание в качестве нижнего члена данных слоев выделять зону *Holmia mickwitzi*. Верхняя часть серии *Holmia* ( $\text{C}_{1b}$ ) состоит из толщ глинистых сланцев с линзами известняков с многочисленными остатками трилобитов. Большая нижняя часть этих слоев характеризуется присутствием *Holmia kjerulfi* (зона *H. kjerulfi*), а верхняя — *Strenuella linnarssoni* (зона *S. linnarssoni*). Слои, заключающие *Holmia*, сопоставляются обычно с алданским ярусом, а слои с *Strenuella linnarssoni* — с ленским ярусом.

Выше лежащие слои среднего и верхнего кембрия (серии с *Paradoxides* и *Olenus*) состоят из однообразной по составу толщи кварцевых сланцев — темных глинистых сланцев с линзами черных вонючих (пахнущих сероводородом) известняков, обогащенных органическим веществом и пиритом, которые используются в качестве сырья для получения квасцов (водного калиево-алюминиевого сульфата). Квасцовые сланцы среднего-верхнего кембрия богаты ископаемыми, но состав последних однообразен: это почти исключительно остатки трилобитов, по которым данные слои разделяются на зоны. Подобный характер имеют отложения основания ордовика (тремадока), граница с которыми улавливается лишь палеонтологически — по появлению характерных для тремадока остатков дендронидных граптолитов *Dictyonema flabelliforme*. Вверх по разрезу в сланцах появляются прослои известняка, окраска сланцев светлеет, и они сменяются пачкой цератопигиевых известняков (по трилобиту *Ceratopige*). Толща этих слоев — диктионемовых сланцев и цератопигиевых известняков — составляет серию слоев с *Ceratopige* разреза южной Норвегии.

К северо-востоку от оз. Мьёса отложения кембрия, сходные с вышеописанными, протягиваются узкой полосой вдоль фронта Скандинавских каледонид, скрываясь к северо-западу под надвигами последних. В основном здесь сохранились пощаженные денудацией, с одной стороны, и не закрытые надвигами, с другой, слои нижнего кембрия, нижняя часть которых ( $\text{C}_{1a}$ ) выделяется в данном районе как зона *Huolithes*. На протяжении большей части Предскандинавского прогиба отложения кембрия сохраняют незначительную мощность. Но на его северном отрезке мощность кембрийских отложений возрастает, достигая на крайнем севере Финмаркена в районе Тана-фьорда (п-ов Дигермуль) вместе с тремадоком 1500 м.

Таким образом, у своего северо-восточного края Предскандинавский прогиб заметно углублялся. По-видимому, он протягивался далее к северо-востоку через акваторию Баренцева моря к о. Северный Новой Земли, приобретая там уже геосинклинальный характер.

К юго-востоку отложения кембрия южнонорвежского типа развиты на п-ове Шонен и далее к юго-востоку, в пределах Датско-Польской наплатформы, где, однако, характер их несколько меняется: увеличивается мощность отложений, и специфические кварцевые сланцы среднего-верхнего кембрия в большей своей части фациально замещаются «обычными» песчано-алевролитовыми породами. У южного края наплатформы слои кембрия выступают на поверхность в складчатой структуре Свентокшиских гор. Кембрий представлен здесь всеми тремя отделами. В целом это толща, свыше 2000 м общей мощности, чередования пачек глинистых и кварцитовых сланцев, кварцитов, песчаников. Лишь в верхней части нижнего кембрия (в слоях с *Protolenus*) встречаются местами небольшие линзы темных битуминозных



...сподруке с. вы-  
ота Саламатта-  
тава выдвину-  
и, с одной сто-  
е створе, как  
ево жона Нур-  
ота зрелость от-  
е. Но на его се-  
агтаст, достигая  
е. 10-е Дитр-

Предсказание-  
вышлое даме  
е. Северный Но-  
дтер.

...и тем разветы  
Датско-Польской  
мечается: узда-  
своны славны  
безвременно заме-  
не. У кожного  
рзность в сала-  
вази здесь все-  
е общей восста-  
нция, кваритов,  
е) слов с Рго-  
и. Сетунжоним

района ООС — 11.

Балтийско-Бело-  
морские воды, сф-  
ра. С югом кал-  
ахоничеке протра-  
важоничеке эта-  
диче. В Балтийско-  
морские в начале  
же антеисковиты  
обачи дитылогиче-  
ва в дитылогиче-  
Но широка зона

жонной и восточной  
ской эпохи террито-  
рия, вплоть до в-  
пределах которой

В середине ра-  
ско-Беломорской с  
Балтийская синек-  
трансгрессировало  
Балтийского щита  
площади. Следы э-  
карстовых западин  
характерных песча-  
ются во-где на Ал-  
В дальнейшем, на-  
щие свои пределы  
тайская синеклаза



слоев составляет 12—15 м. Они залегают трансгрессивно с размывом на отложениях балтийской серии, переходя в восточном направлении с нижних эофитоновых слоев (слоев Люкати) непосредственно на синюю глину, и сами срезаются в том же направлении трансгрессивно залегающими пакерортскими слоями верхнего кембрия(?) — тремадока (рис. 5, Б). В Балтийской синеклизе свита  $\epsilon_{16}$  увеличивается в мощности и приобретает более тонкозернистый, преимущественно алевроитовый состав.

Средний кембрий, представленный в основном песками, установлен лишь в Балтийской синеклизе. Еще более ограничено распространение слоев верхнего кембрия, также имеющих преимущественно песчаный состав, известных лишь на юге Балтийской синеклизы, в юго-восточной Швеции.

В палеонтологическом отношении кембрий Балтийско-Беломорской и Балтийской синеклиз охарактеризован слабо. В балтийской серии, преимущественно в ее верхней части (слои Люкати), встречаются остатки различных тубулярных организмов, принимавшихся раньше за следы водорослей (отсюда названия «эофитоновые», «фукоидные»). Помимо последних в слоях серии известны единичные находки трилобитов и некоторых других ископаемых. В целом комплекс этих ископаемых аналогичен фауне нижней части слоев с *Holmia* южной Норвегии (слои с *Holmia mickwitzi*, *Platysolenites*, *Volborthella*), с которыми балтийская серия и может быть сопоставлена. Свита  $\epsilon_{16}$  палеонтологически охарактеризована несколько лучше. Помимо тубулярных организмов здесь встречаются остатки трилобитов, плеченогих (*Mickwitzia*), колпачковидных гастропод (*Scenella*) и других ископаемых, позволяющих сопоставлять эту свиту с верхней частью серии *Holmia* района Осло — оз. Мьёса.

Балтийско-Беломорская синеклиза, наметившись, вероятно, в вольинское время, оформилась в эпоху накопления слоев валдайской серии. С концом валдайского времени на востоке Русской плиты осадконакопление прекратилось и в кембрии, как и на последующем раннепалеозойском этапе, восточная часть плиты оставалась областью денудации. В Балтийско-Беломорской синеклизе прогибание и осадконакопление в начале кембрия (балтийская эпоха) шло примерно с той же интенсивностью, что и в валдайское время. Сохранился при этом и общий литологический тип осадков. Балтийский цикл осадконакопления в значительной мере повторяет, таким образом, валдайский цикл. Но ширина зоны осадконакопления несколько сокращается за счет южной и восточной окраин синеклизы. По-видимому, к концу балтийской эпохи территория синеклизы почти полностью осушается и надолго, вплоть до начала ордовика, становится низменной равниной, в пределах которой осадконакопление прекращается.

В середине раннего кембрия одновременно с осушением Балтийско-Беломорской синеклизы возникает новая область прогибания — Балтийская синеклиза. В ходе ее формирования кембрийское море трансгрессировало за пределы современной плиты на смежные участки Балтийского щита, распространившись на значительную часть его площади. Следы этой трансгрессии в виде сохранившихся в трещинах, карстовых западинах и других углублениях дна кембрийского моря характерных песчаников, иногда с остатками плеченогих, обнаруживаются кое-где на Аландских островах и по берегам Ботнического залива. В дальнейшем, начиная со среднего кембрия, море постепенно сокращает свои пределы, отступая все более к югу, и к концу кембрия Балтийская синеклиза также полностью, по-видимому, осушается.



## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (ОРДОВИК — РАННИЙ ДЕВОН)

Раннепалеозойский этап начинается в пределах платформы раннеордовикской (позднекембрийско-тремадокской) трансгрессией и завершается почти полным осушением территории платформы в раннем девоне. Во многих чертах раннепалеозойский этап повторяет цикл событий предыдущего этапа. Как и в ходе последнего, область погружения и отвечавшая ей морская трансгрессия наибольших размеров достигли в начале раннепалеозойского этапа, в ордовике. При этом область ордовикского погружения, сократившись по сравнению с раннекембрийской на востоке, расширилась на северо-западе, охватив здесь территорию не только Балтийской синеклизы, но и Центральноскандинавского поднятия, отделявшего в кембрии Балтийскую синеклизу от Предскандинавского прогиба. В дальнейшем, в силуре и раннем девоне, область осадконакопления на северо-западе платформы только сокращалась и ее восточная граница все более смещалась к западу. Прогибы (синеклизы) раннепалеозойского этапа наследовали прогибы предыдущего этапа, но граница Балтийской и Балтийско-Беломорской синеклиз сгладилась, и они почти слились в единую область погружения.

В составе ордовикско-силурийских слоев платформы, как и ее параплатформенного обрамления, резко преобладают два типа осадков: органогенные известняки, богатые остатками различных ископаемых, и граптолитовые сланцы. Последние по многим признакам близки к квасцовым сланцам кембрия. Они богаты органическим веществом и зернами пирита и включают часто обильные, но однообразные органические остатки (почти исключительно рабдосомы граптолитов). Их формирование, как и кембрийских квасцовых сланцев, было связано, по-видимому, с возникновением застойных условий в котловинных углублениях морского дна.

В районах, не охваченных позднекембрийской регрессией, — в Предскандинавском прогибе, в северной части Датско-Польской плиты, вероятно, также в осевой зоне Балтийской синеклизы — отложения верхнего кембрия постепенно сменяются слоями серии *Segatoruge* основания ордовика (см. рис. 4). Вне этих районов начало раннепалеозойского этапа отмечено кратковременной(?), но широкой по площади распространения трансгрессией позднего кембрия? — раннего тремадока, сменившейся уже к концу тремадока почти столь же широкой регрессией. В Советской Прибалтике отложения этой трансгрессии образуют пакерортские слои (см. рис. 5, Б) — маломощную, но очень выдержанную по составу свиту, нижняя часть которой складывается песками с массой обломков и целых раковин оболид (*Obolus appolinis*), а верхняя — темными богатыми органическим веществом тонкослоистыми глинами с остатками дендроидных граптолитов (*Dictyonema flabelliforme*).

Регрессия в конце тремадока была кратковременной и быстро сменилась новой, основной для рассматриваемого этапа аренигской трансгрессией. В дальнейшем, начиная с аренига и до конца раннего силура или даже до середины лудлова, характер осадконакопления в пределах платформы оставался постоянным. Лишь в лудловское время (в позднем силуре) условия осадконакопления повсеместно резко изменились.

В Балтийско-Беломорской и Балтийской синеклизах и в области Центральноскандинавского поднятия, начиная с базальных образований аренигской трансгрессии, отложения ордовика и нижнего силура



(включая нижнюю часть лудлова) представлены однообразным в целом комплексом карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей) и обильными остатками разнообразных морских беспозвоночных — трилобитов, замковых плеченогих, наутилоидей (ортоцератитов), кораллов и ряда других. Суммарная мощность пород этого комплекса невелика: от 100—250 м на Центральноскандинавском поднятии до 300—400 м в наиболее интенсивно прогибавшихся участках Балтийско-Беломорской и Балтийской синеклиз. На разных стратиграфических уровнях в толще карбонатных пород ордовика — нижнего силура встречаются прослои граптолитовых сланцев, роль которых в западном направлении возрастает. В Эстонии породы одного из таких прослоев в слоях среднего ордовика (кукерского горизонта) представлены битуминозным горючим сланцем — кукерситом, который широко используется в качестве сырья для химической промышленности.

Отложения подобного типа распространены в Предскандинавском прогибе. Но у его южного края (район Осло) мощность рассматриваемых отложений заметно увеличивается (до 1200 м), и в их составе преобладающую роль начинают играть граптолитовые сланцы. Эти черты получают дальнейшее развитие в области Датско-Польской плиты, представлявшей в это время широкий Датско-Польский прогиб.

В северо-западной Польше в последние годы глубоким бурением выявлена узкая зона Кошалин — Хойнице северо-западного простирания, прослеживающаяся далее к северо-западу на о. Рюген. В пределах этой зоны ордовикские отложения достигают свыше 2000 м мощности и представлены толщами алеврито-сланцевого состава. Слои ордовика зоны Кошалин — Хойнице интенсивно дислоцированы и слабо метаморфизованы. По-видимому, на месте этой зоны в начале ордовика (?) возник небольшой геосинклинальный прогиб, развитие которого завершилось в начале (?) силура складчатостью и воздыманием выполняющего его складчатого комплекса.

К юго-западу от зоны Кошалин — Хойнице нижнепалеозойские отложения глубоко погружены, и фактические данные о их составе и строении отсутствуют. Но исходя из общей картины их фациальной изменчивости предполагается, что в центральной Польше, в осевой части Датско-Польского прогиба, они представлены граптолитовыми сланцами, которые у северо-восточного борта прогиба сменяются терригенно-карбонатными и, дальше, карбонатными образованиями. Южнее, вдоль северного края Свентокшиских гор, ордовик и нижний силур (ландовери — нижний лудлов) представлены сравнительно маломощной — до 200 м в ордовике и до 300—400 м в нижнем силуре — толщей терригенных пород, мелководных пестрого состава в ордовикской части разреза и более мелководных и однородных (граптолитовые сланцы) в нижнесилурийской.

Возникшее на рубеже кембрия и ордовика горноскладчатое сооружение древних Свентокшиских гор образовало барьер суши, за который ордовикско-силурийское море Датско-Польского прогиба уже не проникало. Но у восточного края Свентокшиской суши море через узкий пролив сообщалось с бассейном возникшего в ордовике Приднестровского прогиба, который по отношению к Датско-Польскому прогибу был смещен к востоку, кулисообразно подставляя последний в юго-западном направлении. Его расположение было predetermined, вероятно, существованием устойчивого и приподнятого в раннем палеозое северо-восточного края Малопольско-Мизийского массива.

В Приднестровском прогибе отложения верхнего ордовика с размытом залегают непосредственно на слоях верхнего протерозоя (вен-



да). Судя по незначительной мощности (до 4—6 м) и мелководному (песчаники, известняки) характеру приднестровского ордовика, следует предполагать, что в эпоху накопления этих слоев опускание в зоне прогиба было незначительным и далеко на юг не распространялось. На последнее указывает отсутствие слоев ордовика на всей остальной площади Южно-Русской параплатформы.

Значительно шире и полнее развиты в Приднестровском прогибе отложения силура. Они представлены здесь двумя различными фациями (рис. 6): на северо-востоке — сравнительно маломощной (до 300—

400 м) толщей известняков и доломитов с прослоями глин и песчаников с многочисленными остатками морских ископаемых, а на юго-западе — значительно более мощной (свыше 1000 м) однообразной по составу толщей глинистых граптолитовых сланцев. Вдоль границы этих фаций прослеживается узкая полоса развития рифогенных известняков. Граптолитовые сланцы силура распространены также в районе Добруджи и вскрыты буровыми скважинами в ряде районов Мизийской плиты.

Сходная с приднестровской картина распределения фаций силура намечается в центральной части Северного Кавказа. Здесь в более северной зоне, в верховьях р. Малки, развита известняково-сланцевая свита силура, а в более южной зоне Передового хребта в ряде районов обнаружены в последние годы толщи граптолитовых сланцев.

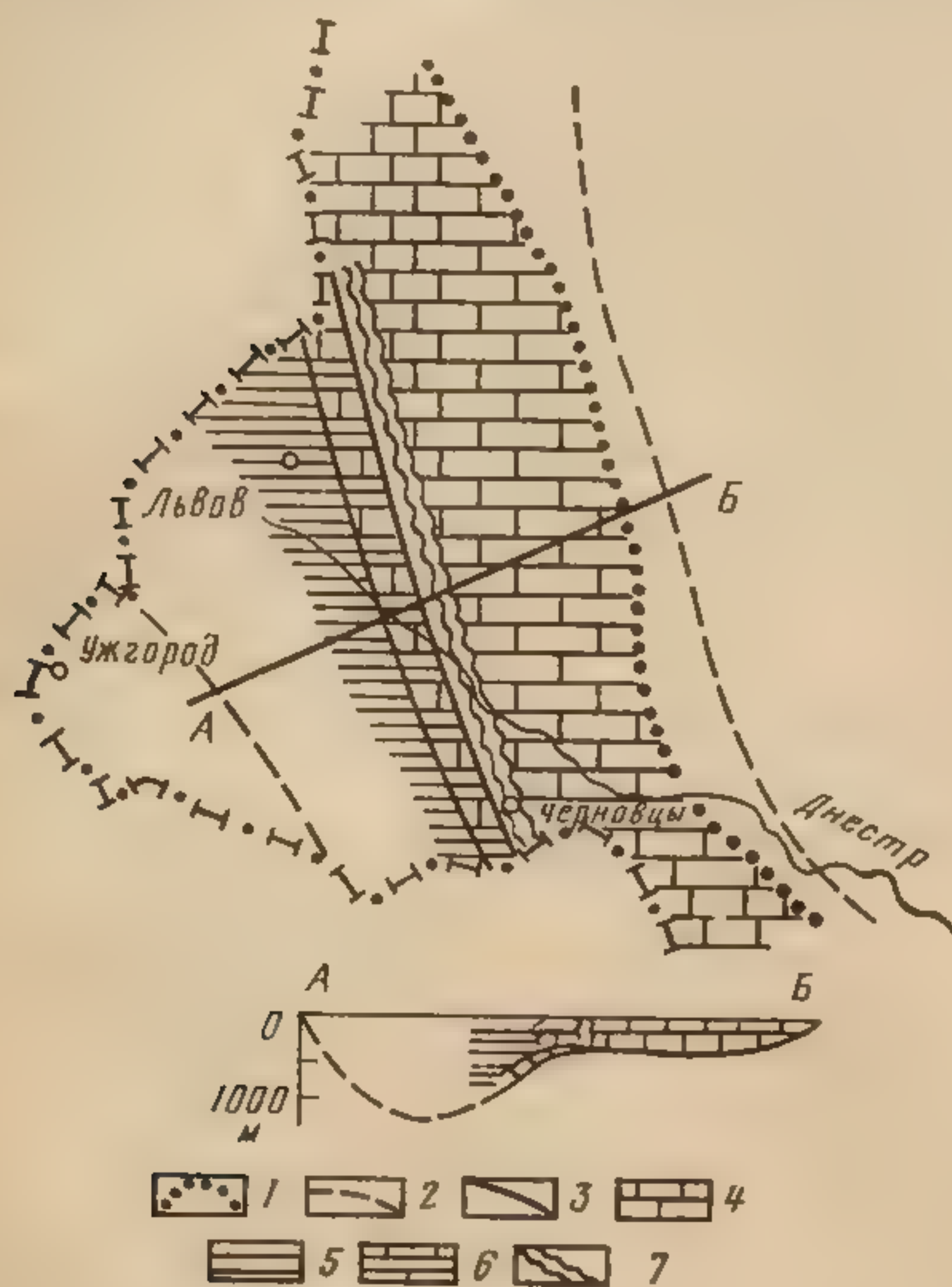


Рис. 6. Силур Приднестровского прогиба. По В. М. Морковскому и В. А. Котык, 1975:

1 — граница современного распространения отложений силура; 2 — границы предполагаемого распространения отложений силура; 3 — границы структурно-фациальных зон; структурно-фациальные зоны: 4 — Ковельско-Хотинская, 5 — Львовско-Коломыйская, 6 — переходная, 7 — область развития барьерных рифов

В конце силура, обычно в середине лудловского века, почти на всей территории платформы обстановка осадконакопления меняется. С этого времени резко усиливается общая регрессия силурийского моря и возрастает принос в него обломочного материала, по-видимому, в связи с одновременным воздыманием окаймляющей силурийский бассейн суши. Морские преимущественно карбонатные отложения более древних слоев силура повсеместно сменяются лагунно-морскими, лагунными и, наконец, лагунно-континентальными нередко пестроцветными толщами мергельно-глинистого и песчаного состава с остатками панцирных рыб, гигантострак и других солоновато- и пресноводных организмов.

Одновременно с общей регрессией и общим изменением характера осадков в ряде районов Датско-Польской параплатформы, наоборот, резко усилилась интенсивность осадконакопления благодаря быстрому



воздыманию одних его участков и погружению других, смежных. Один из таких погружающихся участков имел вид узкого дугообразно изогнутого в плане прогиба, который протягивался от района Осло через п-ов Шонен в район Гданьска (северо-восточная Польша) и примыкал с северо-востока к зоне ордовикского прогиба Рюген — Кошалин — Хойнице, испытавшей, по-видимому, в конце силура значительное воздымание. Мощность верхнесилурийских отложений прогиба Осло — Шонен — Гданьск достигает 2000—3000 м (рис. 7). Другой подобный прогиб возник у северного края Свентокшиских гор. Его образование было

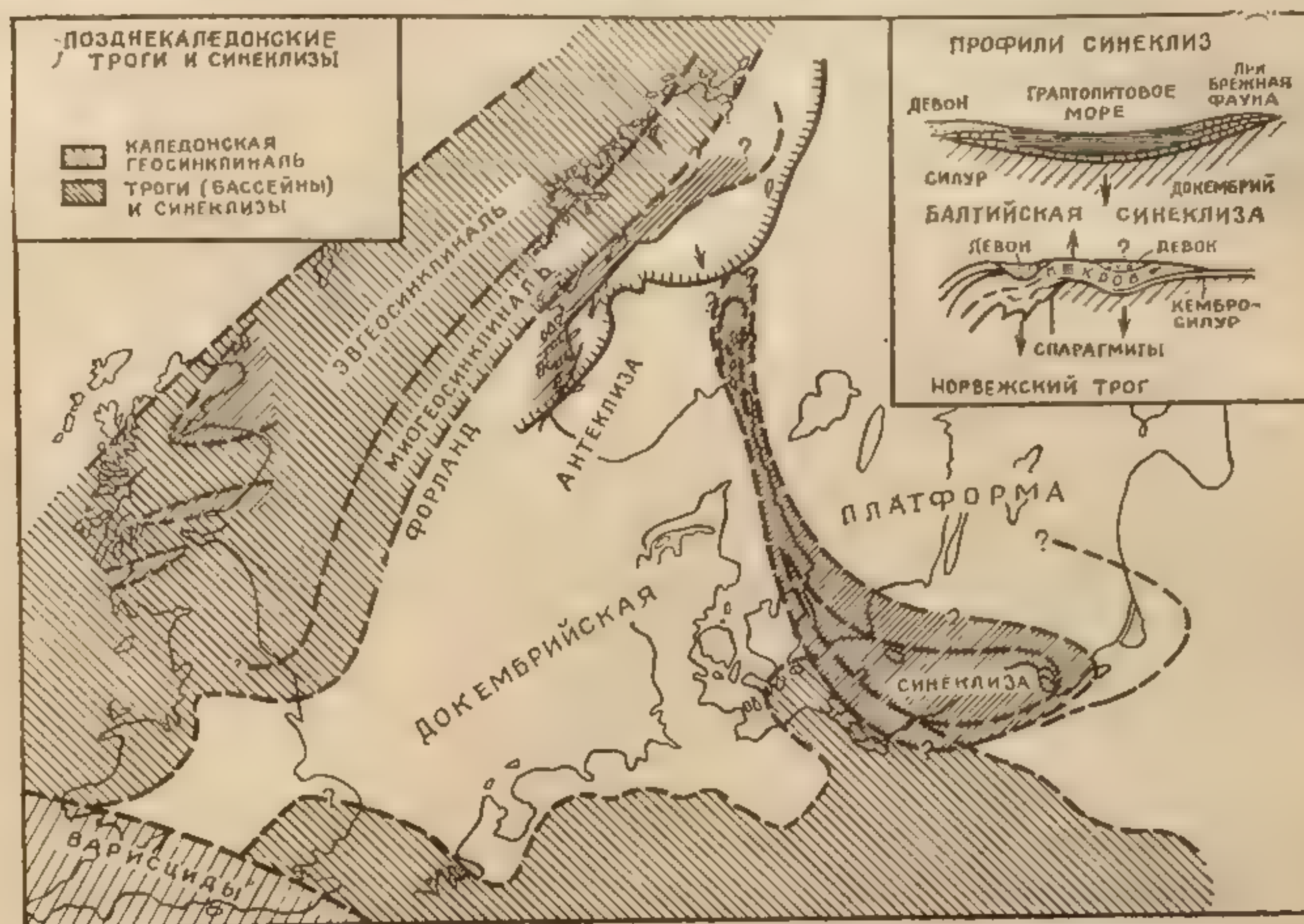


Рис. 7. Лудловский прогиб Осло—Северная Польша. По А. А. Богданову, М. В. Муратову, Н. С. Шатскому, 1964

связано, вероятно, с развитием в зоне Свентокшиских гор каледонской складчатости и связанного с ним воздымания.

Общая регрессия конца силура привела к почти полному осушению платформы в начале девона. Небольшой остаточный солоноватоводный бассейн сохранился в это время лишь в западной Прибалтике и Датско-Польском и Приднестровском прогибах. В Датско-Польском прогибе раннедевонская регрессия была кратковременной и, возможно, неполной. Уже в зигенское время в него снова проникло море, и этой морской трансгрессией для него начался новый — средне-позднепалеозойский — цикл развития. Позднесилурийско-раннедевонская регрессия не распространилась, возможно, на район Добруджи, где морские сланцы и известняки силура сменяются вверх по разрезу морскими же песчаниками, кварцитами, сланцами раннего девона.

Восточная часть платформы на протяжении всего раннепалеозойского этапа, как и в кембрии, оставалась приподнятой, отделяя прогибы и морские бассейны ее северо-западной части от геосинклинальных прогибов и морских бассейнов Урала. Но на севере во второй половине ордовика прогибание и вызванная им трансгрессия распространились к западу, за пределы Уральской геосинклинали на значительную часть площади Печорской плиты. В силуре эта трансгрессия еще более расширилась, но в раннем девоне ее размеры вновь сократились.



Верхнеордовикско-силурийские отложения Печорской плиты представлены известняками и доломитами, близкими по составу к разновозрастным слоям Западного Урала и отличающимися от последних лишь несколько меньшей мощностью.

### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (СРЕДНИЙ ДЕВОН — РАННИЙ ТРИАС)

#### Среднедевонская перестройка структуры платформы

Для Восточно-Европейской платформы средне-позднепалеозойский этап имел особое значение. В его начале, в середине девона, произошла перестройка эо-раннепалеозойского структурного плана платформы и определились как ее современные границы, так и та картина ее структуры, которая в своих основных чертах сохранилась до настоящего времени (рис. 8). В результате этой перестройки в центре платформы возникла обширная (свыше 1000 км в поперечнике) чашеобразная депрессия — Московская синеклиза, которая наследовала отчасти (на севере) Балтийско-Беломорскую синеклизу предыдущих этапов. Вторая крупная область опускания, меридионально вытянутая, возникла на востоке платформы, в зоне допалеозойского (вендского) прогиба. Ее основную часть называют обычно Восточно-Русской впадиной, а южную расширенную (чашеобразную) и наиболее интенсивно погружавшуюся часть — Прикаспийской впадиной. От Московской синеклизы Восточно-Русская впадина отделялась системой поднятий и «порогов», то погружавшихся под уровень моря, то несколько над ним поднимавшихся.

Наиболее интенсивной переработкой была охвачена в начале средне-позднепалеозойского этапа юго-западная окраина эо-раннепалеозойской платформы, т. е. Южно-Русский геоблок, который на предыдущих этапах входил в область устойчивого воздымания. В осевой части последней возникла протяженная (до 2000 км) Днепровско-Каспийская зона разделенных узкими «порогами» впадин. Эта депрессионная зона с северо-востока и юго-запада окаймлялась сохранившими тенденцию к воздыманию массивами — Белорусским, Воронежским, Украинским. На северо-западе Днепровско-Каспийская зона начиналась Припятской впадиной, за которой следовали Днепровско-Донецкая впадина, осложненная в своей осевой части узким грабеном, затем Донецко-Каспийская, протянувшаяся до западного побережья Каспийского моря. Структура восточного (Каспийско-Закаспийского) участка Днепровско-Каспийской зоны остается пока неясной.

К юго-востоку от Воронежского массива Днепровско-Каспийская зона отделялась от Московской синеклизы и Прикаспийской впадины четко видной системой небольших впоследствии погруженных поднятий, вытянутой в направлении оси Воронежского массива и являющейся, возможно, редуцированным юго-восточным продолжением последнего. В полосе поднятий этой системы отложения верхнего девона и карбона претерпевают резкие изменения своего состава и мощности.

Припятская и Днепровско-Донецкая впадины сохранили свой депрессионный характер и в послепалеозойское время, в связи с чем отложения палеозоя в этих впадинах глубоко опущены, перекрыты слоями мезокайнозоя и вскрываются лишь глубокими буровыми скважинами. Донецко-Каспийский и восточный участки Днепровско-Каспийской зоны были в начале пермского периода смяты в складки и приподняты. На западе Донецко-Каспийского участка (Донецкий бас-



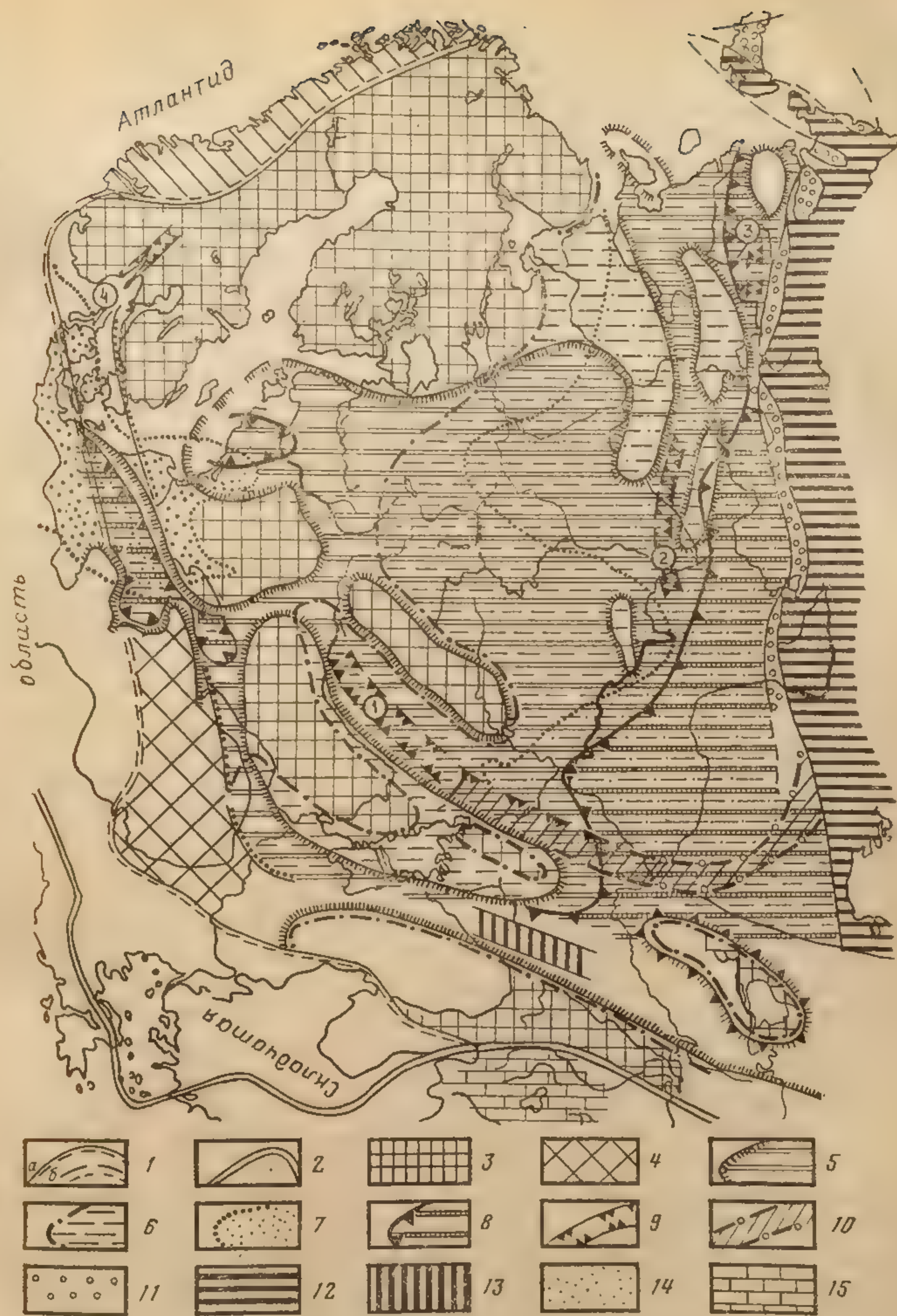


Рис. 8. Схема распространения средне-верхнепалеозойских отложений Восточно-Европейской платформы:

1 — современная граница Восточно-Европейской платформы: а — установленная на суше, б — на море или предполагаемая на суше; 2 — современная граница Гондванской платформы; 3 — выступы доэопалеозойского фундамента, не покрывавшиеся осадками на герцинском этапе; 4 — Малопольско-Мизийский доэопалеозойский массив; 5—7 — участки платформы, вовлекаемые в прогибание: 5 — в среднем девоне, 6 — в раннем карбоне, 7 — в поздней перми и раннем триасе; 8—10 — прогибы параплатформ: 8 — негеосинклинальные, 9 — грабенообразные: Днепровско-Донецкий (1), Казанско-Сергиевский (2), Среднепечорский (3), Осло (4); 10 — геосинклинальные; 11 — герцинские краевые прогибы; 12—13 — выходы средне-верхнепалеозойских пород в областях складчатости: 12 — герцинской, 13 — альпийской; 14 — пермско-триасовый прогиб; 15 — Гондванская платформа



сейн) тенденция к поднятию сохранилась до настоящего времени, благодаря чему складчатый верхний палеозой выступает здесь на поверхность. Но восточнее он был впоследствии погружен и перекрыт толщами мезокайнозоя. Восточная погруженная часть Донецко-Каспийской системы получила название вала Карпинского. Далее к востоку, на Каспийско-Закаспийском участке, полоса складчатого палеозоя протягивается на п-ов Бузачи, на восточном берегу Каспийского моря, и дальше, уже к северо-востоку, — в район нижнего течения р. Эмба, сливаясь, возможно, с западной ветвью складчатой системы Урала.

Структурная перестройка платформы сопровождалась развитием в среднем — позднем девоне в ряде ее районов вулканической деятельности, с наибольшей силой проявившейся в западной части Днепровско-Каспийской зоны — вдоль южной окраины Донецкого бассейна и северо-западного края Днепровско-Донецкой впадины, в районе Чернигова. Вулканические излияния произошли также в ряде районов Тимана, Заволжья и южного борта Московской синеклизы (район Калуги).

Южнее, между Украинским и лежащим на его продолжении Каспийско-Карабогазским массивом, с одной стороны, и Закавказским массивом — с другой, оформилась система прогибов и впадин — Предкавказских и Большого Кавказа, развитие которых пошло геосинклинальным путем, приведшим к их превращению в середине карбона в систему горно-складчатых сооружений.

Датско-Польский и Приднестровский прогибы среднедевонской переработкой затронуты не были и продолжали развиваться в прежнем плане. Прогибание в последнем из них несколько активизировалось на его южном, Придобруджинском, и северном, Львовско-Люблинском, краях, но приостановилось, по-видимому, в его средней основной части.

Среднедевонская перестройка привела к почти полному структурному и палеогеографическому обособлению от ядра платформы Датско-Польского и Южно-Русского геоблоков. Связь последних с платформой осуществлялась на рассматриваемом этапе в основном лишь в двух местах: на северо-западе, в районе Балтийского моря и западной Прибалтики (между Белорусским массивом и Балтийским щитом), и на юго-востоке, в районе Каспийского моря и западного Прикаспия (между Украинским и Каспийско-Карабогазским массивами). Первый из этих прогибов-проливов — Балтийский — наследовал прогиб Балтийской синеклизы; второй — Каспийский — возник в ходе среднедевонской перестройки как южное продолжение Восточно-Русской и Прикаспийской впадин.

На предыдущих этапах, начиная с кембрия, погружением охватывались северо-западная часть платформы, включая западную (скандинавскую) часть Балтийского щита, и Датско-Польская параплатформа. Море эпохи трансгрессий наступало в область платформы с запада и на запад же уходило в эпохи регрессий. На средне-позднепалеозойском этапе эта закономерность сохраняет свое значение лишь для области юго-западного параплатформенного обрамления платформы, отчасти также для района Балтийского прогиба. Но за исключением последнего, в пределах ядра платформы наибольшим погружением в среднем-позднем палеозое была охвачена восточная, приуральская, часть платформы и волны морских трансгрессий (за исключением позднепермской казанской трансгрессии) приходили сюда с востока, со стороны Уральской геосинклинали, и откатывались при регрессиях в том же восточном направлении. Но при этом, как и раньше, погру-



жение и следующие за ним трансгрессии достигали наибольших размеров в начале этапа, в конце среднего — начале позднего девона, в дальнейшем же все более сокращались.

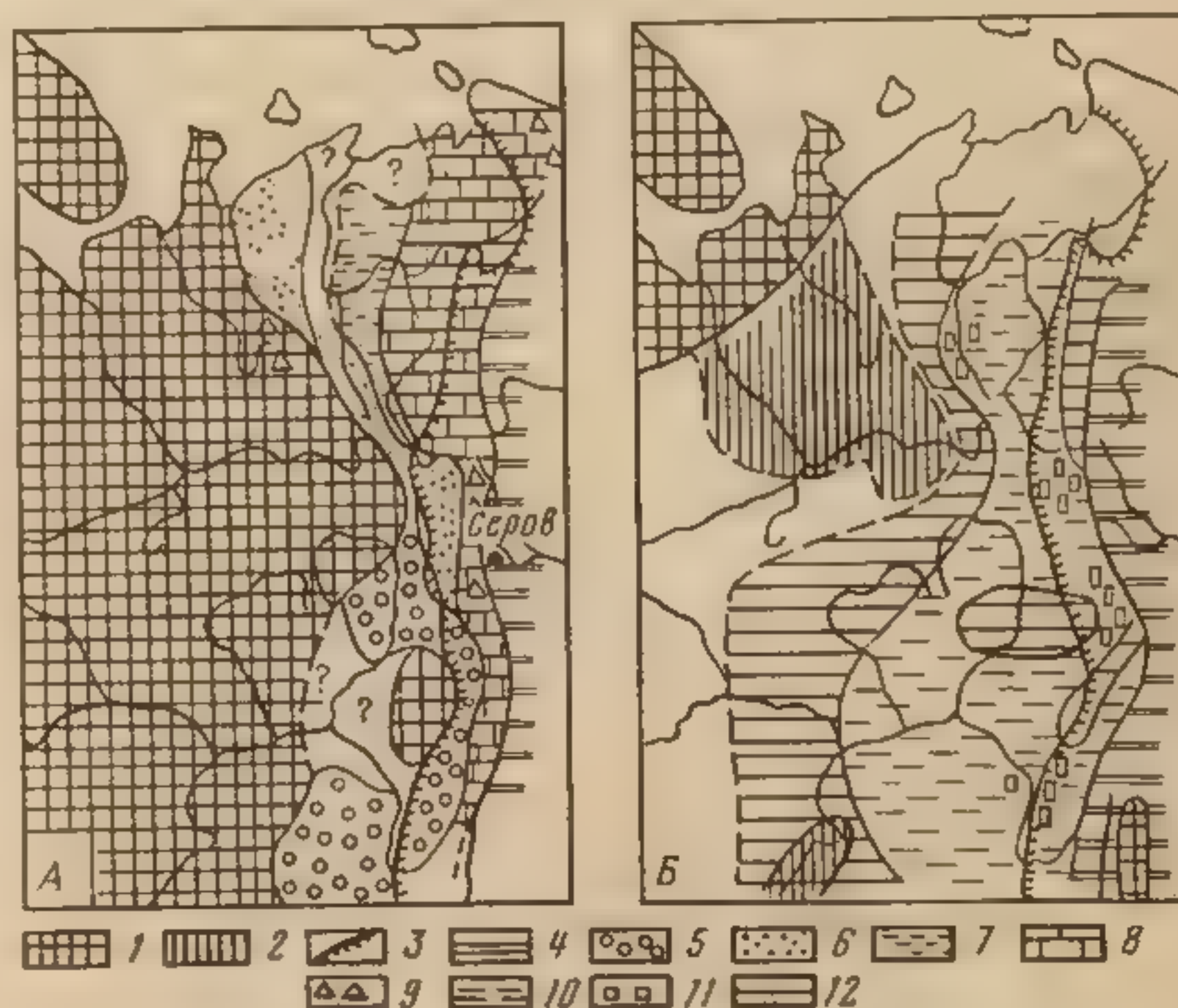
### Развитие центральной части (ядра) платформы

В средне-позднепалеозойском развитии ядра платформы выделяются две стадии. Первая из них начинается широкой трансгрессией среднедевонского моря и завершается к концу раннепермской эпохи почти повсеместной регрессией, развивавшейся медленно и постепенно. Вторая стадия начинается позднепермской трансгрессией и завершается общим воздыманием платформы к середине триаса.

Наступление средне-позднепалеозойского этапа отмечено погружением в эйфельском веке восточного края платформы, который впервые в палеозое становится областью осадконакопления. Это погружение охватило также западный край Уральской геосинклинали, но не привело еще к широкой трансгрессии моря. Большая часть опустившейся территории стала ареной континентального и дельтового осадконакопления (рис. 9, А), в ходе которого сформировалась толща, от несколь-

Рис. 9. Палеогеографические схемы восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западной части Уральской геосинклинальной системы:

А — в эйфельском веке среднего девона (по А. А. Константиновскому, 1978, с изменениями), Б — в конце раннефранского времени (по С. В. Максимовой, 1970); 1 — суша; 2 — области отсутствия отложений из-за последующего размыва раннефранского времени (схема Б); 3 — западная граница Уральской геосинклинальной системы; 4 — вулканогенно-осадочные отложения Восточного Урала. Различные типы отложений эйфеля (схема А); 5 — кварцевые песчаники преимущественно аллювиальные, 6 — то же преимущественно дельтовые и прибрежно-морские; 7 — песчано-глинистые; 8 — глинисто-карбонатные; 9 — месторождения бокситов; 10 — отложения доманикового типа; 11 — кремневые линзы и пропластки в последних; 12 — морские отложения не доманикового типа



ких десятков до 200—250 м мощности, кварцевых песков и песчаников с прослоями кварцевых конгломератов и незначительными прослоями глини и алевролитов, получившая название такатинской свиты. Накопление кварцевых пород такатинской свиты объясняется обычно размывом коры выветривания пород кристаллического фундамента платформы. Образование коры выветривания происходит в условиях теплого влажного климата, наличие которого в эйфельское и предэйфельское время предполагается, следовательно, на большей части платформы. Это предположение находит подтверждение в широком распространении на восточном склоне Урала и Пай-Хоя, отчасти также на южном Тимане, бокситов эйфельского возраста, образование которых также связано с формированием кор выветривания.

Вся остальная часть платформы в эйфельское время оставалась приподнятой. Лишь на северо-западе, в районе Балтийского прогиба, существовал небольшой остаточный(?) солоноватоводный бассейн — последний реликт предыдущего этапа развития.

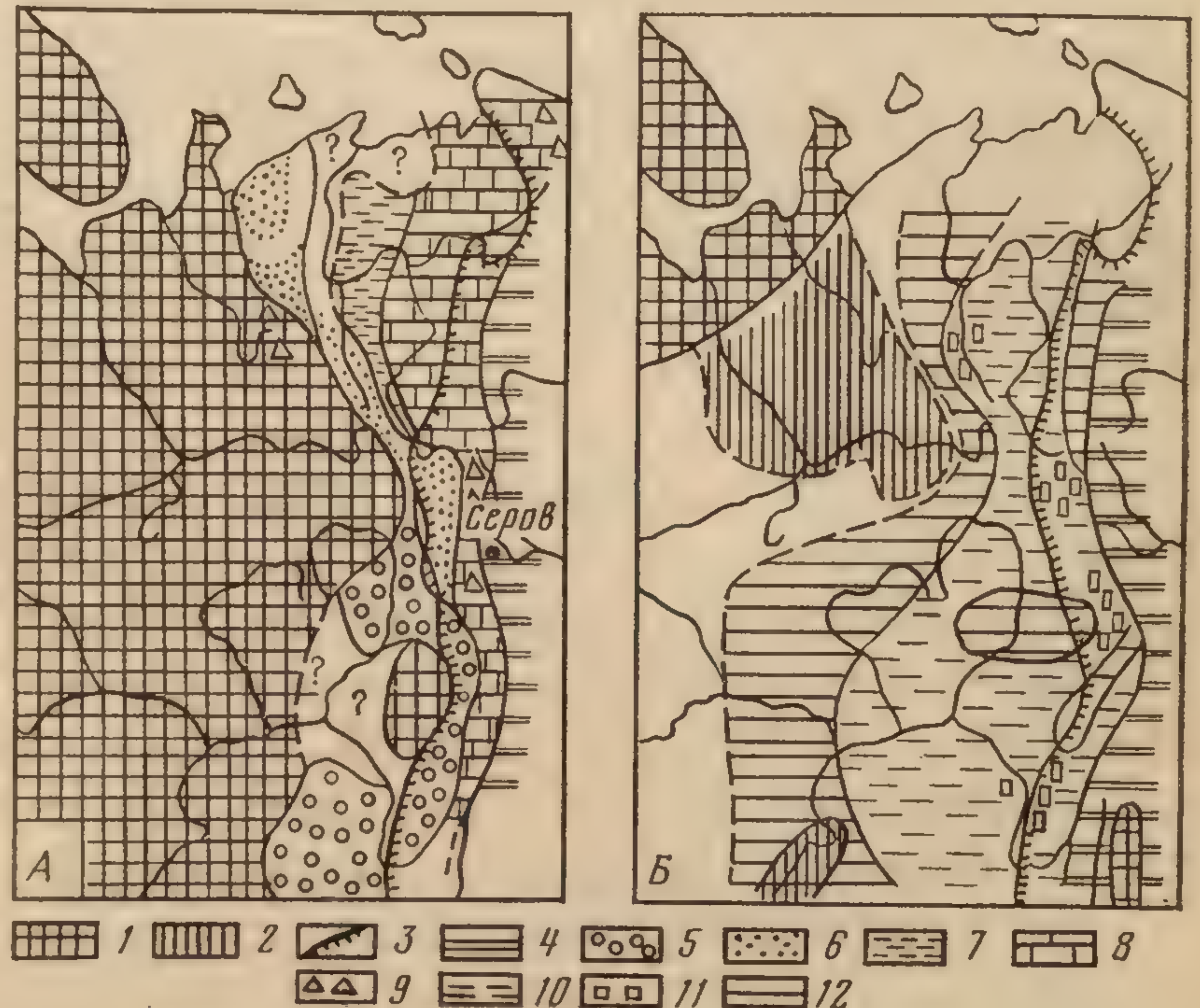


вело еще к широкой трансгрессии моря. Большая часть опустившейся территории стала ареной континентального и дельтового осадконакопления (рис. 9, А), в ходе которого сформировалась толща, от несколь-

Рис. 9. Палеогеографические схемы восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западной части Уральской геосинклинальной системы:

А — в эйфельском веке среднего девона (по А. А. Константиновскому, 1978, с изменениями), Б — в конце раннефранского времени (по С. В. Максимовой, 1970);

1 — суша; 2 — области отсутствия отложений из-за последующего размыва раннефранского времени (схема Б); 3 — западная граница Уральской геосинклинальной системы; 4 — вулканогенно-осадочные отложения Восточного Урала. Различные типы отложений эйфеля (схема А); 5 — кварцевые песчаники преимущественно аллювиальные, 6 — то же преимущественно дельтовые и прибрежно-морские; 7 — песчано-глинистые; 8 — глинисто-карбонатные; 9 — месторождения бокситов; 10 — отложения доманикового типа; 11 — кремневые линзы и пропластки в последних; 12 — морские отложения не доманикового типа



ких десятков до 200—250 м мощности, кварцевых песков и песчаников с прослоями кварцевых конгломератов и незначительными прослоями глин и алевролитов, получившая название такатинской свиты. Накопление кварцевых пород такатинской свиты объясняется обычно размы-  
вом коры выветривания пород кристаллического фундамента плат-



В живетском веке область погружения расширилась, и это привело к развитию морской трансгрессии как на востоке платформы, так и в области Московской синеклизы. Начиная с живета и до конца девона на востоке платформы осадконакопление протекало почти непрерывно в нормально-морских условиях. Отложения живета — верхнего девона общей мощностью 400—1000 м, местами до 2000 м, представлены на востоке платформы в основном различными известняками с обильными остатками плеченогих, кораллов и других морских организмов. Лишь временами на отдельных участках карбонатное осадконакопление сменялось терригенным. В начале и середине живета и в начале франского века главным образом в северной части рассматриваемой области (в Притиманье) возобновлялось накопление сходных с такатинскими прибрежно-морских и континентальных кварцевых песков и песчаников.

В позднем девоне на востоке платформы местами периодически возникала своеобразная обстановка осадконакопления, получившая наиболее широкое распространение в середине франского века, в эпоху формирования доманиковых слоев (по р. Доманик, притоку р. Ухты, южный Тиман) (рис. 9, Б). Сравнительно маломощные (в среднем 50—60 м), но характерные доманиковые слои (доманик) представлены тонким переслаиванием темных, до черных, богатых органическим веществом пород — различных известняков, в частности кремнистых, мергелей и сланцев, кремней, темных битуминозных глинистых сланцев — нередко с обильными остатками преимущественно планктонных и нектонных морских животных — радиолярий, гониатитов и наутилоидей, птеропод (*Tentaculites*, *Styliolina*), остракод. Обычны здесь также раковинки мелких двустворок (*Buchiola*), иногда сплошь покрывающих плоскости напластования пород, и лингул. Некоторые исследователи специфику слоев доманика сводят к их кремнистости, причину которой видят в проявлении в эпоху их накопления вулканической деятельности в Уральской геосинклинали. Однако кремнистостью своеобразие доманиковых слоев не исчерпывается, и это объяснение необходимой ясности в понимание условий образования слоев не вносит. По-видимому, дело здесь не в вулканизме, а в своеобразной трудно понимаемой, но достаточно обычной в палеозое обстановке осадконакопления.

В Московской синеклизе, как и на востоке платформы, в течение живета и позднего девона осадконакопление в целом было почти непрерывным. Но здесь в составе слоев девона существенную роль играют галогенные образования — гипс, ангидрит, каменная соль, — которые чередуются с нормально-морскими осадками и фациально их замещают. По-видимому, девонское море Московской синеклизы было полузамкнутым, и его сообщение с открытым морем восточной части платформы периодически нарушалось. Климат внутренней области платформы в эпохи формирования галогенных толщ был, очевидно, сухим и жарким, вызывавшим интенсивное испарение морских вод. Наиболее значительным накопление галогенных осадков было в живетское время, когда в центральной части синеклизы образовалась мощная толща каменной соли. В франском веке осадконакопление приняло нормально-морской характер, но в конце девона, в фамене, интенсивное накопление галогенных образований, но теперь уже только сульфатных, возобновилось.

Средняя, франская, часть девона Московской синеклизы почти лишена галогенных образований. За исключением ее сравнительно мощных, но быстро сформировавшихся базальных песчаных слоев, она характеризуется четко выраженным циклическим строением. Отложе-



ния отдельных циклов, мощностью в первые десятки метров, начинаются слоями глин, обычно известковистых, которые выше сменяются глинистыми и дальше чистыми известняками. После образования слоев известняка следовали кратковременный перерыв в осадконакоплении, поднятие и размыв, обычно незначительный, но иногда и глубокий. Затем наступали новое погружение и формирование следующего, подобным образом построенного комплекса (цикла) отложений. При этом вверх по разрезу значение карбонатных осадков в составе циклов уменьшается и характер их становится все более терригенным. По-видимому, франское море Московской синеклизы было очень неглубоким и небольшие колебания его уровня, которые могли вызываться как региональными причинами — поднятиями и опусканиями облас-

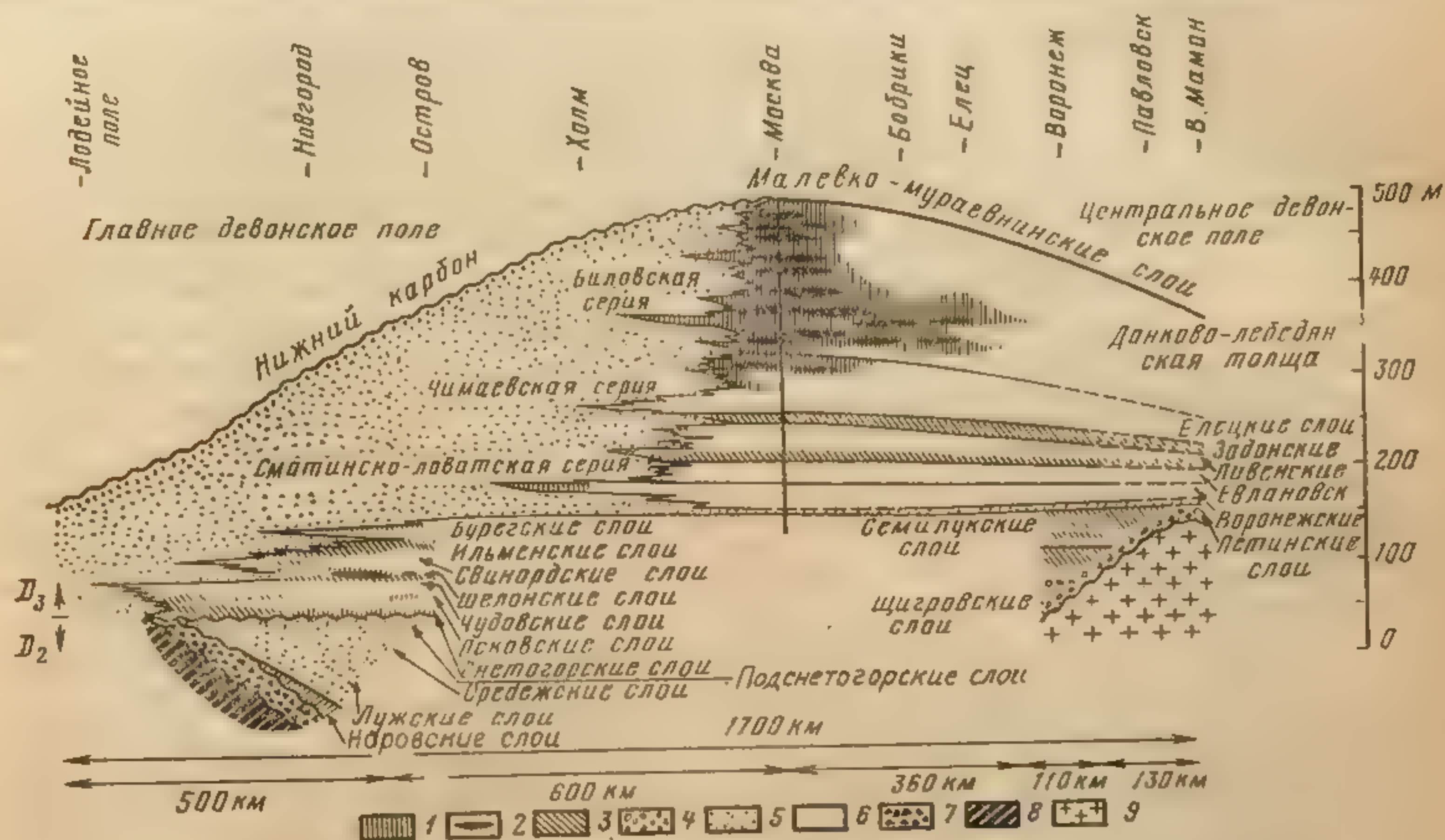


Рис. 10. Профиль девонских отложений Восточно-Европейской платформы. По Г. Ф. Геккеру, 1934:  
1 — доломит, 2 — гипс, 3 — глина, 4 — каолинит и латеритные породы, 5 — пески и песчаники, 6 — известняки, 7 — нижний силур, 8 — кембрий, 9 — докембрий

ти седиментации, так и причинами общего характера — колебаниями уровня Мирового океана, могли приводить к осушению и затоплению значительных участков синеклизы. Возможно также, что периодическое усиление приноса обломочного материала в начальные фазы циклов было связано с колебаниями климата (то более, то менее влажного), что способствовало усилению (в более влажные эпохи) и ослаблению (в более сухие эпохи) денудационных процессов.

Наибольшая мощность девонских отложений (до 1000 м и более) и наибольшее развитие в их составе галогенных образований наблюдаются в центральной погруженной части Московской синеклизы. К ее сильно расширенному и выположенному северо-западному (Прибалтийскому) борту («Главное девонское поле») и к сравнительно узкому и крутому юго-западному (Воронежскому) краю («Центральное девонское поле»), где девонские отложения выходят на поверхность, их мощность заметно уменьшается. На северо-западе при этом как нормально-морские, так и галогенные отложения фациально замещаются красноцветными лагунными и континентальными образованиями (рис. 10). На востоке, в полосе ограничивающих Московскую синеклизу под-



глубоким и небольшие колебания его уровня, которые могли вызываться как региональными причинами — поднятиями и опусканиями облас-

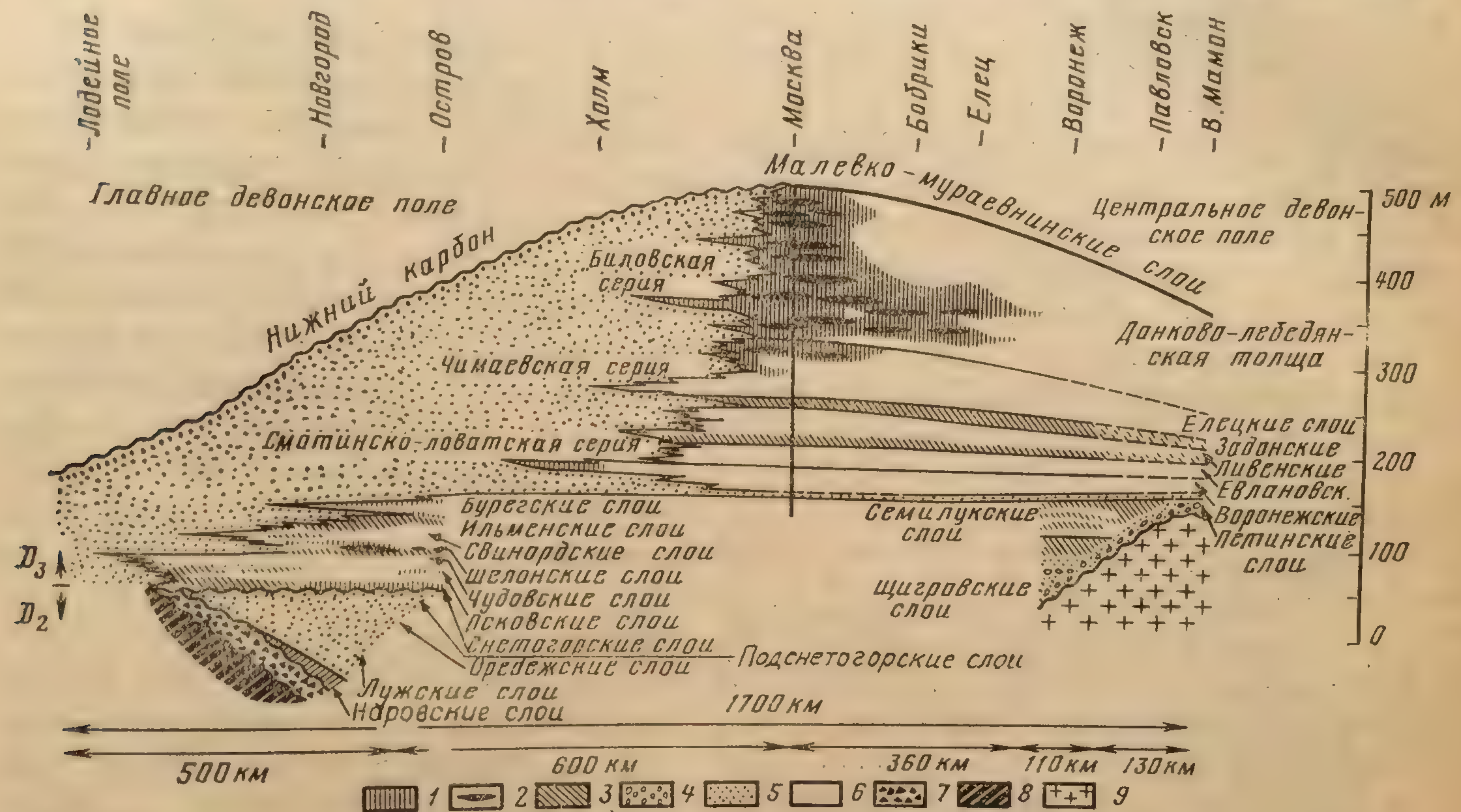


Рис. 10. Профиль девонских отложений Восточно-Европейской платформы. По Г. Ф. Геккеру, 1934:

1 — доломит, 2 — гипс, 3 — глина, 4 — каолинит и латеритные породы, 5 — пески и песчаники, 6 — известняки, 7 — нижний силур, 8 — кембрий, 9 — докембрий

ти седиментации, так и причинами общего характера — колебаниями уровня Мирового океана, могли приводить к осушению и затоплению участков синеклизы. Возможно также, что периодическое



нятий, девонские отложения синеклизы быстро переходят в нормально-морские образования Восточно-Русской впадины.

Отложения нижнего — турнейского — яруса карбона распространены в пределах ядра платформы ограниченно и неполно. Причина этого — крупный перерыв в осадконакоплении, вызванный общим поднятием платформы на рубеже турнейского и визейского веков, и связанный с этим перерывом размыв турнейских слоев, вплоть до полного их уничтожения. В Восточно-Русской впадине отложения фамена, как и налегающие на них без перерыва слои турне, представлены нормально-морскими осадками, причем в составе слоев турне местами существенную роль играют кремнистые и карбонатно-кремнистые породы доманикового типа, которые в визейских и более высоких слоях карбона уже не встречаются.

В Московской синеклизе слои нижнего турне (лихвинского горизонта) представлены еще осадками бассейна повышенной солености с угнетенной фауной, преемственно сменившего бассейн фаменского времени. С позднего турне (чернышинского горизонта) условия седиментации меняются. Происходит накопление ограниченно распространенных и маломощных (10—15 м) угленосных слоев, а затем морская трансгрессия, в условиях которой сформировалась толща известняков (до 20 м мощности) с богатой морской фауной, из-за предвизейского размыва также ограниченно распространенная. Образование угленосных слоев, сменивших накопление соленосных толщ девона, и установ-

ление затем нормально-морских условий седиментации указывают, очевидно, на то, что в середине турне климат области синеклизы стал более влажным.

Нижняя часть визейского яруса (нижний — средний визе) как в Московской синеклизе, так и в Восточно-Русской впадине, представлена во многих районах континентальными угленосными отложениями, залегающими с размывом на подстилающих слоях, нередко в узких и глубоких эрозионных ложбинах (рис. 11). Наиболее широко эти отложения распространены вдоль юго-западного (Подмосковный каменноугольный бассейн) и северо-западного бортов синеклизы, замещаясь к ее центру морскими терригенно-карбонатными образованиями. В Восточно-Русской впадине они вновь получают широкое развитие и прослеживаются на восток вплоть до Западного Урала (Кизеловский каменноугольный бассейн). В сред-

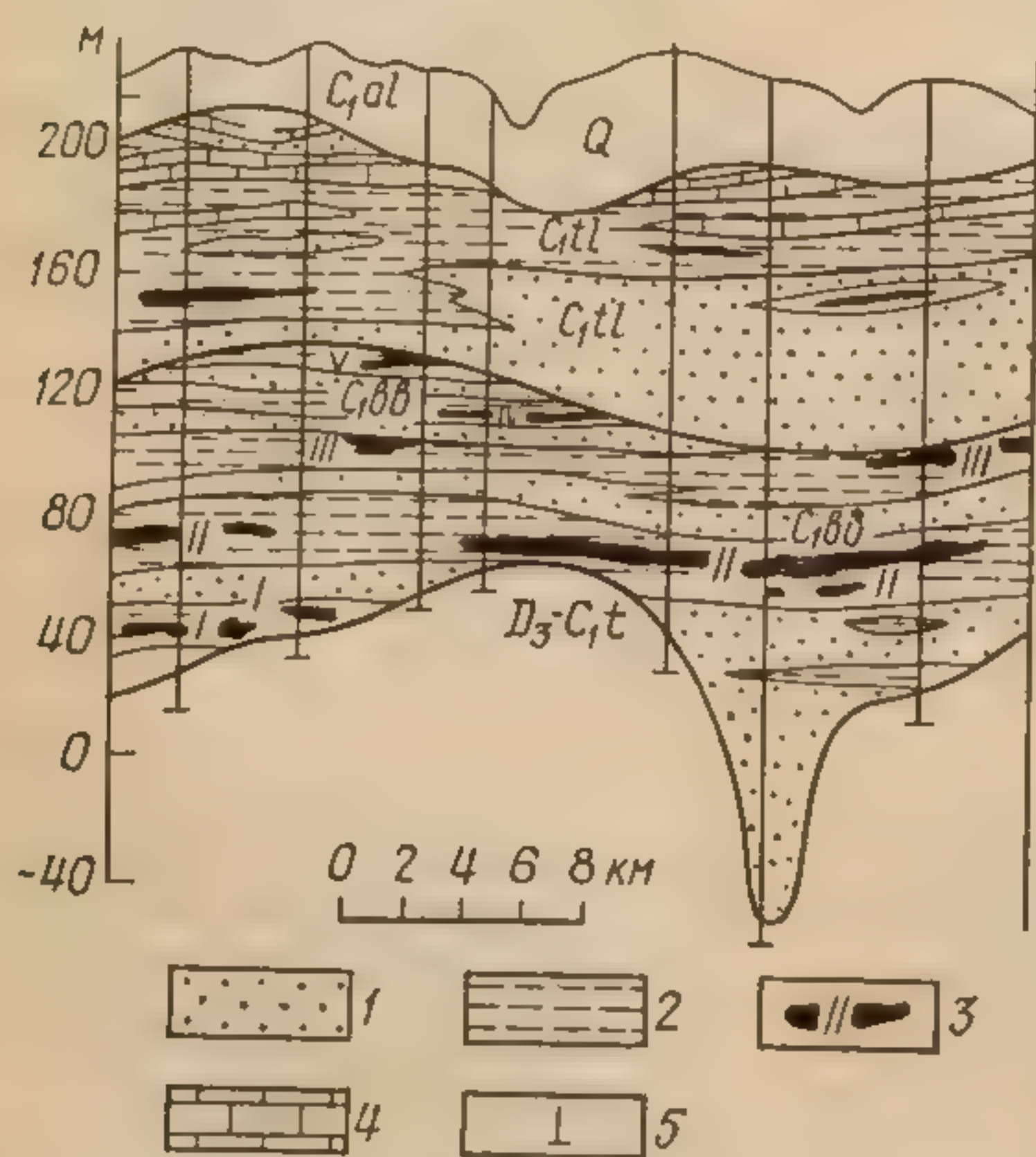


Рис. 11. Геологический разрез визейской угленосной толщи в Бяратинском районе (Московская синеклиза). По Е. М. Великовской, 1977:

1 — пески, 2 — глины, 3 — угольные пласты и их индексы, 4 — известняки, 5 — скважины. Индексами обозначены: верхний девон —  $D_3$ , турнейский ярус —  $C_1t$ , бобринский горизонт —  $C_1bb$ , тульский горизонт —  $C_1tl$ , алексинский горизонт —  $C_1al$ , четвертичные отложения —  $Q$ .

ней части Восточно-Русской впадины терригенные, частично угленосные бедные органическими остатками отложения нижнего-среднего визе выполняют прогибы Камско-Кинельской системы. Вероятно, это система широких эрозионных ложбин, образовавшихся в эпоху предви-







зейского перерыва и заполнившихся затем толщами дельтовых(?) отложений.

В позднем визе и в серпуховское время и в Московской синеклизе, и в Восточно-Русской впадине устанавливается режим морского карбонатного осадконакопления, в условиях которого сформировались толщи богатых органическими остатками известняков. Для карбона и перми это было время максимального распространения моря — открытого теплого, в составе населения которого заметную роль играли кораллы и формы с массивными крупными раковинами (*Gigantoproductus giganteus* и др.).

На рубеже раннего и среднего карбона трансгрессия сменилась новой двуактной — предбашкирской и предмосковской — регрессией, резко проявившейся в Московской синеклизе и значительно слабее — в Восточно-Русской впадине. Московская синеклиза в предбашкирское время была, вероятно, полностью осушена, и в ее пределах возникли глубокие эрозионные ложбины, заполнившиеся затем, в башкирское время, внизу толщами континентальных песчаных красноцветных пород, а выше — морскими песчано-глинистыми осадками. Во вторую, предмосковскую, фазу регрессии выработалась новая более ровная поверхность размыва, перекрытая затем морскими отложениями московского яруса. В основании последних прослеживается горизонт (верейский) красноцветных глин и песчаников, образовавшихся за счет перемыва континентальных образований эпох предбашкирской и предмосковской регрессий. В Восточно-Русской впадине обе эти регрессии выражены много слабее — маломощным слоем базального конгломерата или брекчии в подошве башкирских слоев и развитием терригенных пород в основании московского яруса.

С начала московского века и до конца ранней перми осадконакопление в Московской синеклизе и Восточно-Русской впадине протекало в морских условиях, было почти непрерывным и в целом однообразным. В этом едином теперь Волго-Уральском бассейне резко преобладало формирование карбонатных пород — известняков и доломитов, суммарная мощность которых достигает 1000 м и более. С начала перми в пределах Волго-Уральского бассейна, площадь которого к этому времени несколько сократилась, стали обособляться участки лагунного характера (Ветлужско-Сухонский, Прикаспийский и др.), где в условиях интенсивного прогибания началось накопление галогенных осадков, достигшее максимума в конце раннепермской эпохи, в кунгурское время.

Очевидно, что после увлажнения климата в раннем карбоне с конца карбона Восточно-Европейскую платформу охватила новая волна иссушения, достигшая апогея в кунгурское время. Участки прогибания и соленакпления и прежде всего Прикаспийская впадина, где мощность соленосной толщи достигает несколько тысяч метров, стягивали морские воды, играя роль гигантских испарителей. Поскольку связь кунгурского бассейна с открытым морем (на севере) была ограниченной, а в конце кунгура, возможно, вообще прекратилась, выпаривание морских вод привело к почти полному осушению бассейна.

Иная климатическая обстановка сложилась в ранней перми в области Тиманско-Баренцевоморской параплатформы. Здесь, к северо-востоку от Тимана, в пределах Печорской и Карской плит климат оставался влажным и по обеим сторонам Пай-Хоя шло угленакпление, приведшее к возникновению крупнейшего в европейской части СССР Печорского каменноугольного бассейна.

Осушение Волго-Уральского бассейна в конце кунгурского века



было недолгим. В начале поздней перми оно сменилось новой трансгрессией казанского времени, развивавшейся в обстановке погружения восточной части платформы, с одной стороны, и воздымания Уральской складчатой системы, породившего устремившийся на запад поток речных вод и обломочного материала, — с другой.

За начало позднепермской эпохи в Волго-Уральской области принимается пресноводная «трансгрессия» уфимского времени. Нижняя часть отложений этой «трансгрессии» (соликамский горизонт) состоит из карбонатных и сульфатных (гипс, ангидрит) породами частично озерного, частично лагунно-морского происхождения, сходными с отложениями кунгура. По-видимому, соликамский бассейн сохранял еще на севере связь с открытым морем, в дальнейшем прервавшуюся. Верхняя основная часть уфимских слоев (шемшинский горизонт), более мощная и более широко распространенная, представлена уже континентальными (озерными, речными) красноцветными глинами, алевролитами, песчаниками. В Приуралье мощность этих континентальных образований резко возрастает (до 1000 м и более) и преобладающую роль в их составе начинают играть грубозернистые песчаники и конгломераты.

За пресноводной, уфимской, последовала пришедшая с севера морская — казанская — трансгрессия, захватившая примерно ту же территорию, что и бассейн кунгурского времени. В казанское время сформировалась сложно построенная фациально изменчивая толща слоев: на западе морских, а на востоке лагунно-морских, сменяющихся далее к востоку континентальными красноцветными терригенными образованиями.

Казанский бассейн имел ограниченную связь с открытым морем и был, по-видимому, заметно опресненным, так как среди его обитателей отсутствовали все нормально-морские стеногалинные организмы — иглокожие, кораллы, головоногие и др. Населяли его в основном некоторые группы плеченогих (спирифериды, продуктиды) и двустворчатых моллюсков. Но общая опресненность казанского моря сочеталась с осолонением ряда его окраинных (восточных и юго-восточных) участков, где шло накопление галогенных отложений — в климатической обстановке, подобной, вероятно, условиям кунгурского времени. К концу казанского века аридизация климата усилилась, и это привело к расширению ареала накопления галогенных отложений.

С начала татарского века вследствие усиления притока речных вод со стороны Урала, соленакопление в Волго-Уральском бассейне, включая и Прикаспийскую впадину, прекращается. Одновременно бассейн утрачивает связь с открытым морем и превращается в обширное пресное(?) или солоноватоводное(?) озеро-море, подобное современному Каспию. В первую половину татарского времени в центральной части этого озера-моря формировались слои глин, мергелей, известняков с остатками пресноводных рыб и двустворок, а в западной, более мелководной части бассейна — преимущественно красновато-коричневые глины с прослоями доломита. К востоку эти озерные отложения сменяются дельтовыми, а затем речными и пролювиальными накоплениями, представленными чередованием слоев красноцветных глин, алевролитов, песчаников, конгломератов.

В середине татарского века реликтовое Волго-Уральское озеро-море превращается в аллювиальную равнину — область накопления фациально изменчивой толщи красноцветных глин, алевролитов, песчаников с линзами и прослоями конгломератов с галькой уральских пород. Позже озерные условия здесь на короткое время восстановились, но к концу татарского времени окончательно отмерли.



В верхнепермских, особенно в татарских слоях Волго-Уральской области встречаются многочисленные остатки крупных наземных пресмыкающихся (котилозавров, горгонопсид и др.) и земноводных (лабиринтодонтов). Особенно богатые, получившие мировую известность местонахождения остатков этих животных, открытые в конце прошлого века В. П. Амалицким, приурочены к верхним слоям татарского яруса бассейна р. Северной Двины.

С начала триаса Волго-Уральская область становится в основном ареной денудационных процессов. В раннем триасе накопление озерно-аллювиальных отложений с остатками наземных позвоночных продолжается в Ветлужско-Камском районе и Прикаспийской впадине, куда в конце раннего триаса с юга проникает море. В Приуралье в раннетриасовое время продолжается формирование аллювиально-пролювиальных толщ красноцветных песчаников и конгломератов. В среднем и позднем триасе, за исключением Прикаспийской впадины и некоторых районов Приуралья, где продолжалось образование континентальных, местами слабоугленосных отложений, осадконакопление в пределах Волго-Уральской области прекратилось.

На юго-востоке Тиманско-Баренцевоморской параплатформы поздней перми продолжалось накопление сероцветных континентальных отложений, в Приуральско-Припайхойском районе — угленосных. С начала триаса, вероятно в результате аридизации климата, обстановка осадконакопления изменилась. Сероцветные угленосные отложения сменяются безугольными — глинами, мергелями, песчаниками, конгломератами красной, серой и пестрой окраски, сходными в целом с отложениями триаса Волго-Уральской области. Для данных образований характерно присутствие в основании триаса покровов базальтов.

### Развитие параплатформенного обрамления

#### Днепровско-Каспийская зона

Девонские отложения известны в западной части Днепровско-Каспийской зоны (Донецкий бассейн, Днепровско-Донецкая и Припятская впадины) и у ее восточного окончания, в Закаспии. На промежуточном участке они глубоко погружены, и фактические данные о них отсутствуют. На дневную поверхность слои девона выступают лишь у юго-западного края Донецкого бассейна, где они налегают на докембрийские породы Украинского массива. Девон начинается здесь толщей континентальных пестроцветных песчаников, гравелитов, конгломератов небольшой мощности (50—100 м), сменяющейся вверх по разрезу пачкой известняков (50 м) с морской фауной живетского возраста. Выше следуют толща, до 200—500 м мощности, вулканитов основного состава (живет — фран) и затем верхняя континентальная красноцветная толща конгломератов и песчаников, до 500—600 м мощности, в верхней части, возможно, уже раннекаменноугольного (раннетурнейского) возраста.

В осевом грабене Днепровско-Донецкой впадины (рис. 12, А) буровыми скважинами вскрыта мощная (до 3000—3500 м) толща слоев верхнего девона, в основании которой залегает пачка, около 10 м мощности, терригенно-карбонатных отложений живета, налегающих на породы докембрийского фундамента впадины. В нижней части верхнего девона здесь выделяется морская терригенно-карбонатная толща, до 1000 м мощности, сменяющаяся вверх мощной (до 500 м) соленосной толщей. Венчается рассматриваемый разрез девона мощной (до 2000—



2500 м) терригенной толщей фаменского возраста — аркозовые и граувакковые песчаники, конгломераты, аргиллиты с прослоями мергелей и известняков, частично морского, частично, по-видимому, континентального происхождения. В северо-западной части впадины (Чернигов, Ромны) в конце девона проявлялась вулканическая деятельность, в результате которой образовались покровы основных эффузивов и пласты вулканических туфов общей мощностью свыше 1000 м.

У восточного края Днепровско-Каспийской зоны верхнедевонские отложения (типа фаменских слоев осевого грабена Днепровско-Донецкой впадины) вскрыты скважинами в районе нижнего течения р. Эмбы. Вероятно, девонские образования подобного типа распространены

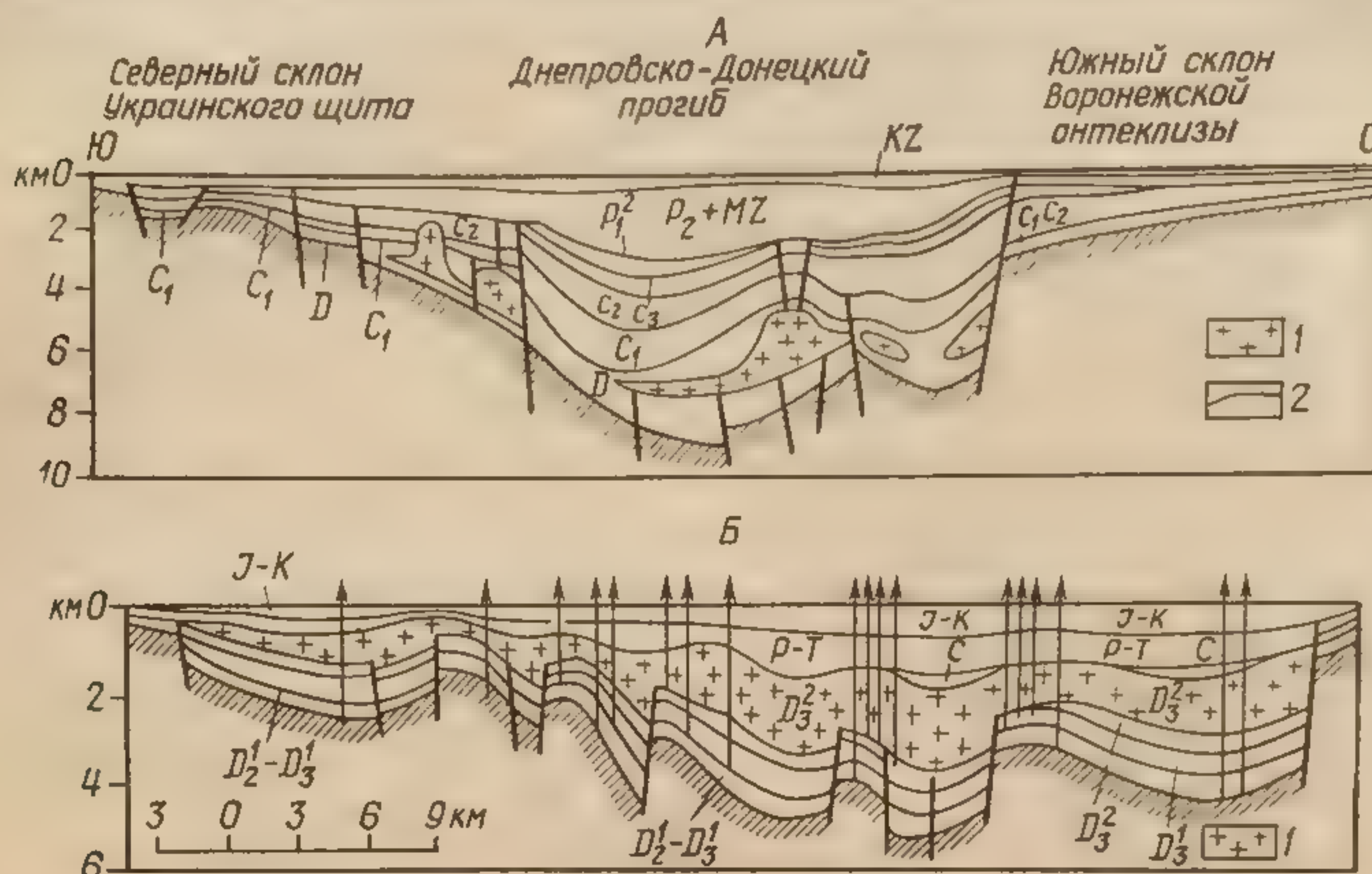


Рис. 12. Схематические профили через Днепровско-Донецкий (А, по В. Е. Бураковскому и др.) и Припятский (Б, по Е. В. Постникову) прогибы:

А: 1 — каменная соль, 2 — докембрийский фундамент; Б: 1 — калийная и натриевая соли

и на промежуточном участке Днепровско-Каспийской зоны — в осевой части прогиба Донецкого бассейна и вала Карпинского. В южной части платформы намечается, таким образом, протяженная (до 2000 км) зона накопления терригенных толщ верхнего девона, прослеживающаяся от нижнего течения р. Эмбы через Донецкий бассейн в осевой грабен Днепровско-Донецкой впадины.

Мощная (до 3000—3500 м) толща терригенно-карбонатно-галогенных отложений верхнего девона накопилась также в Припятской впадине. Характерная черта припятского верхнего девона — присутствие в его составе мощной (до 2000 м) соленосной толщи, формировавшейся одновременно(?) с накоплением в Днепровско-Донецкой впадине грубообломочных толщ.

Каменноугольные отложения Днепровско-Каспийской зоны достигают 15000—18000 м мощности (в Донецком бассейне), обладают преимущественно терригенным составом и в своей средней части (верхи нижнего карбона — средний карбон) заключают многочисленные прослои угля. Наибольшая угленосность свойственна Донецкому бассейну. К северо-западу и юго-востоку от него она ослабляется, более постепенно — в первом из этих направлений и более резко — во втором.

Большая нижняя часть нижнего карбона Донецкого бассейна представлена толщей «сплошных известняков» общей мощностью до 300—



600 м с многочисленными остатками морских ископаемых. Выше по разрезу, начиная с верхних слоев визе, следует мощная (свыше 10 000 м) угленосная толща паралического типа — ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, пластов каменного угля и тонких прослоев известняка с морскими ископаемыми. Основная часть пород угленосной толщи — с остатками наземных растений, пресноводных двустворок и других неморских организмов — имеет континентальное (речное, озерное, лиманное, болотное) происхождение. В целом угленосная толща Донбасса — это крупная линза дельтовых образований, обломочный материал которых приносился, по-видимому, в основном с юга.

Максимальная насыщенность пластами угля наблюдается в среднекаменноугольной части угленосной толщи. В верхнем карбоне угленосность быстро убывает. Редкими становятся здесь также прослои известняков, и, наконец, в верхней части верхнего карбона (араукаритовая свита) появляются пачки красно-бурых глин и алевролитов со стволами араукарий (древних хвойных растений) до нескольких метров в длину. Араукаритовая свита без ясной границы сменяется вверх по разрезу красноцветной глинисто-алевролитовой — картамышской («медистой») — свитой, до 1000 м мощности, раннеассельского возраста. Выше следует соленосная — бахмутская — серия позднеассельско-сакмарского возраста. Ее нижняя часть (300—500 м) сложена чередованием слоев известняка и доломита с морскими ископаемыми, красноцветных глин и алевролитов, гипса и ангидрита, а верхняя — мощной (до 1500—2000 м) соленосной толщей — гипс, каменная соль с прослоями красноцветных терригенных пород.

Описанные выше пермские отложения сохранились от размыва лишь на северной и северо-западной окраинах бассейна, откуда, погружаясь, они прослеживаются в восточную часть Днепровско-Донецкой впадины. К востоку от Донецкого бассейна, в пределах вала Карпинского, нижнепермские отложения — толща темных аргиллитов, песчаников, алевролитов с прослоями известняков и мергелей и пачками вишнево-красных алевролитов и песчаников общей мощностью около 3500 м — вскрыты в районе Джаная, недалеко от западного берега Каспийского моря. По фауне фораминифер эти отложения сопоставляются с картамышской свитой Донецкого бассейна.

Каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины сходны в целом с карбоном Донецкого бассейна. Но мощность их уменьшается здесь в 1,5—2 раза, уменьшаются количество и мощность пластов угля и одновременно слоев известняка, состав отложений, включая слои турне и визе, становится более однообразным, песчано-алевролитовым. Сходные, но еще менее мощные отложения нижнего-среднего карбона развиты в Припятской впадине (см. рис. 12, Б).

Карбон Днепровско-Донецкой впадины имеет частично морское, частично континентальное происхождение. Но в целом морские образования играют в его составе, по-видимому, большую роль, чем в карбоне Донецкого бассейна. Сходные с днепровско-донецкими преимущественно морские и безугольные отложения среднего и верхнего карбона развиты к юго-востоку от Донецкого бассейна в пределах вала Карпинского. Морские отложения карбона окаймляют Донецкую угленосную дельту и с севера, со стороны Воронежского массива (см. рис. 8). Таким образом, Донецкая угленосная дельта с северо-запада, севера и юго-востока ограничена отложениями, которые формировались в более морской обстановке, чем породы самой дельты. Это обстоя-



тельство заставляет думать, что в среднем-позднем карбоне обломочный материал пород дельты приносился с юга, из области Кавказа и Предкавказья, перешедшей на рубеже среднего и позднего карбона из стадии погружения в стадию общего воздымания. В турнейско-визейское время обстановка была, вероятно, иной. «Сплошные известняки» Донецкого бассейна фациально замещаются к северо-западу более мощными терригенно-карбонатными, частично континентальными образованиями, что указывает на принос обломочного материала с северо-запада. Донецкого бассейна он уже почти не достигал.

В середине ранней перми (в предартинское? время) восточная часть Днепровско-Каспийской зоны была охвачена складчатостью и на ее месте возникла Донецко-Каспийская складчатая система. Ее формирование сопровождалось, как обычно, воздыманием, распространившимся также на смежные, не затронутые складчатостью участки Днепровско-Каспийской зоны, с чем связано отсутствие отложений верхней части нижней перми (артинских и кунгурских) и верхней перми как вдоль северной и северо-западной окраин Донецкого бассейна, так и в Днепровско-Донецкой впадине. Восточнее, к северу от Днепровско-Каспийской системы, карбонатно-галогеенные отложения артинско-позднепермского возраста распространены в Прикаспийской впадине, на развитие которой складчатость и воздымание Донецко-Каспийской системы влияния не оказали, ни на темп ее опускания, ни на характер формирова-

ЮЗ

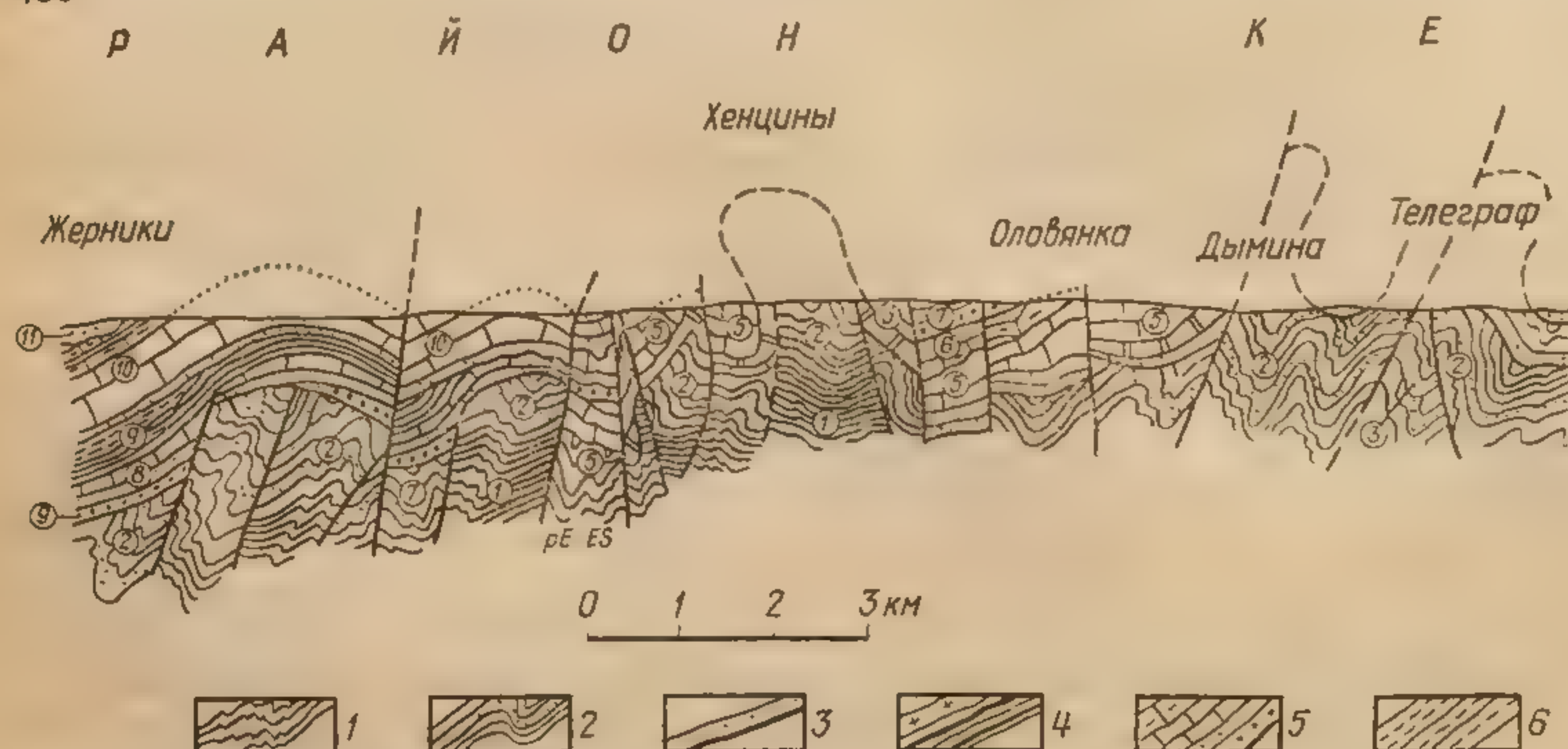


Рис. 13. Геологический разрез Свентокшиских гор (Geology of Poland, 1970):  
1 — докембрий, 2 — кембрий, 3 — ордовик, 4 — силур, включая жединский ярус, 5 — девон, 6 — нижний карбон, 7 — пермь, 8 — триас (нижний и средний), 9 — верхний триас, 10 — средняя и верхняя юра, 11 — альб и сеноман, 12 — неразделенный докембрий и кембро-силур, 13 — сбросы, 14 — эродированные части варисских коробчатых складок, 15 — эродированные части мезозойских пологих складок

шихся в ней осадков, в составе которых обломочный материал (источником его могла бы быть вновь возникшая складчатая система) практически отсутствует.

По северной и западной окраинам Донецкого бассейна, а также в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах осадконакопление и, следовательно, погружение возобновились лишь с начала триаса. В триасе в упомянутых районах сформировалась толща континентальных терригенных, частично грубообломочных пород общей мощностью до 500—600 м, залегающих с разрывом, трансгрессивно на более древних, вплоть до докембрийских, слоях. Накопление этих образований



ской системы, карбонатно-галогенные отложения артинско-позднепермского возраста распространены в Прикаспийской впадине, на развитие которой складчатость и воздымание Донецко-Каспийской системы влияния не оказали, ни на темп ее опускания, ни на характер формирова-

ЮЗ

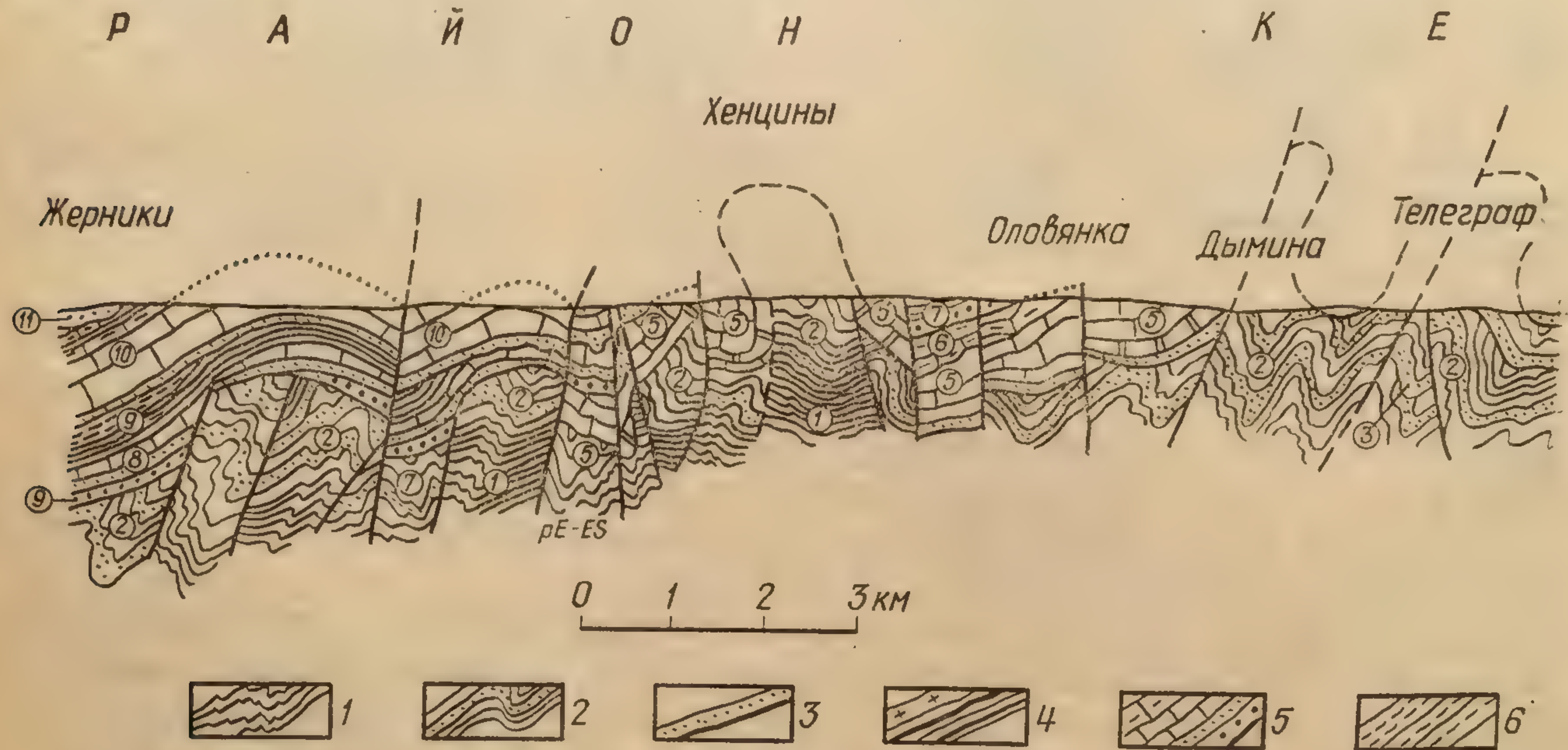


Рис. 13. Геологический разрез Свентокшиских гор (Geology of Poland, 1970):  
 1 — докембрий, 2 — кембрий, 3 — ордовик, 4 — силур, включая жединский ярус, 5 — девон, 6 — нижний карбон, 7 — пермь, 8 — триас (нижний и средний), 9 — верхний триас, 10 — средняя и верхняя юра, 11 — альб и сеноман, 12 — неразделенный докембрий и кембро-силур, 13 — сбросы, 14 — эродированные части варисских коробчатых складок, 15 — эродированные части мезозойских пологих складок

шихся в ней осадков, в составе которых обломочный материал (источником его могла бы быть вновь возникшая складчатая система) практически отсутствует.

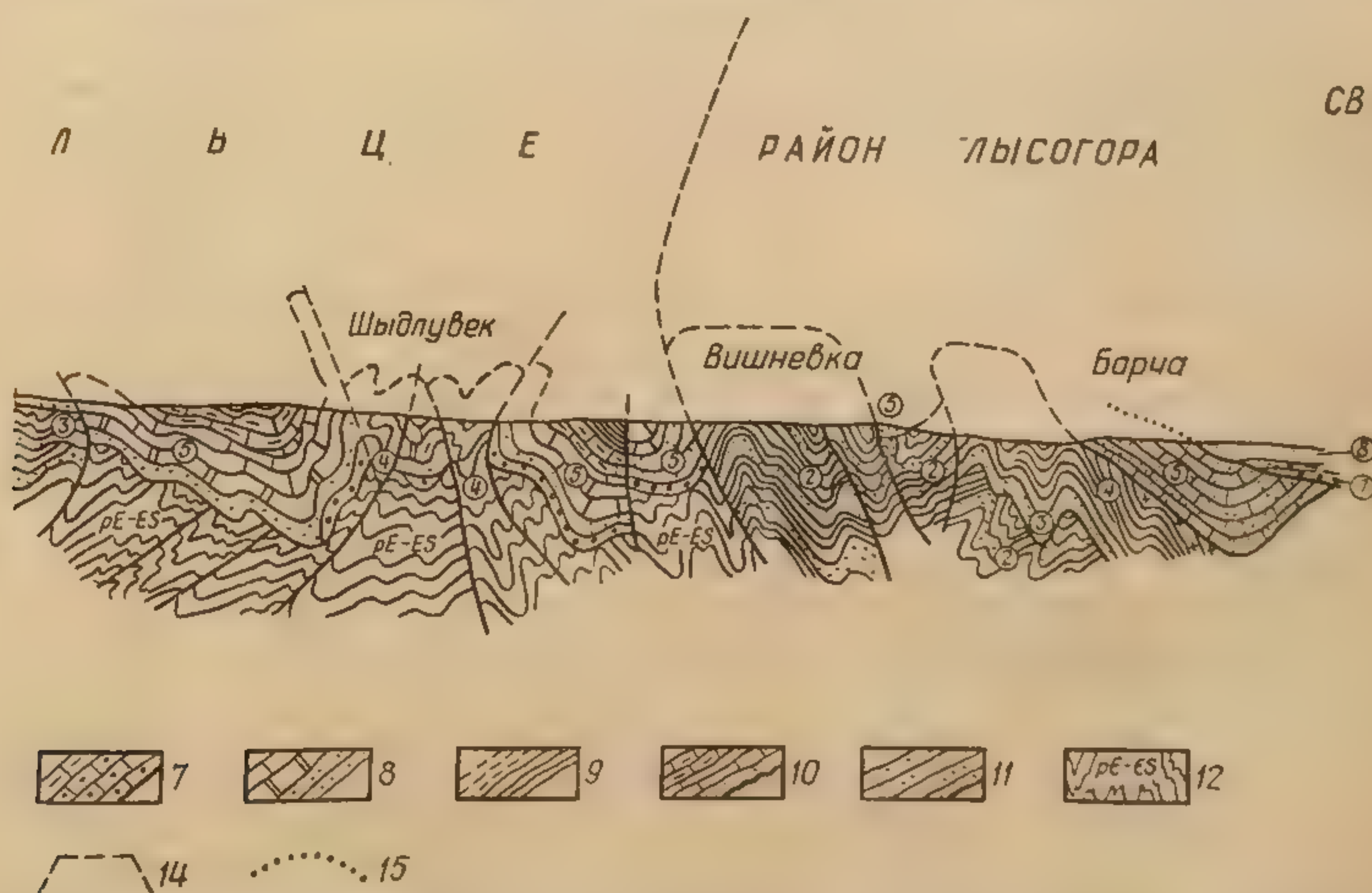
По северной и западной окраинам Донецкого бассейна, а также в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах осадконакопление и,



было связано, по-видимому, с обострением контрастности движений: продолжением воздымания Донецко-Каспийской системы и началом нового погружения более западных участков Днепровско-Каспийской зоны, где с этого времени формируется уже новый структурный элемент — Украинская синеклиза.

#### Датско-Польская параплатформа и Приднестровский прогиб

В Датско-Польском прогибе средне-позднепалеозойский этап начинается с середины раннего девона трансгрессией зигенского времени, отложения которой в Свентокшиских горах несогласно перекрывают слои нижнего палеозоя, включая слои жединского яруса нижнего девона (рис. 13). Зигенские и более молодые слои девона распространены на всей территории Датско-Польского прогиба и в северной части Приднестровского прогиба и характеризуются значительным однообразием своего состава и мощности. Нижний девон (зиген и эмс), достигающий мощности 1000 м и более, представлен здесь песчаниками и алевролитами с прослоями глин и конгломератов. В охваченной зигенской трансгрессией юго-западной части Датско-Польского прогиба это прибрежно-морские сероцветные образования; в северо-восточной



части того же прогиба и в северной части Приднестровского прогиба — континентальные красцветные толщи.

В начале среднего девона трансгрессия расширяется и в обоих рассматриваемых прогибах начинается накопление морских карбонатных осадков. Средний-верхний девон везде представлен в них мощной (до 1000—1200 м) толщей известняков и доломитов, лишь с отдельными прослоями песчано-глинистых пород, а в Приднестровском прогибе также с прослоями и линзами гипса. Сходный характер девонские отложения имеют в районе Добруджи, но нижний девон представлен здесь морскими образованиями. По-видимому, море проникало сюда не через Приднестровский прогиб, а из южных районов геосинклинальной области Атлантид.

В юго-западной части Датско-Польского прогиба карбонатные



Донецкого бассейна фациально замещаются к северо-западу более мощными терригенно-карбонатными, частично континентальными образованиями, что указывает на принос обломочного материала с северо-запада. Донецкого бассейна он уже почти не достигал.

В середине ранней перми (в предартинское? время) восточная часть Днепровско-Каспийской зоны была охвачена складчатостью и на ее месте возникла Донецко-Каспийская складчатая система. Ее формирование сопровождалось, как обычно, воздыманием, распространившимся также на смежные, не затронутые складчатостью участки Днепровско-Каспийской зоны, с чем связано отсутствие отложений верхней части нижней перми (артинских и кунгурских) и верхней перми как вдоль северной и северо-западной окраин Донецкого бассейна, так и в Днепровско-Донецкой впадине. Восточнее, к северу от Днепровско-Каспийской системы, карбонатно-галогеенные отложения артинско-позднепермского возраста распространены в Прикаспийской впадине, на развитие которой складчатость и воздымание Донецко-Каспийской системы влияния не оказали, ни на темп ее опускания, ни на характер формирования.

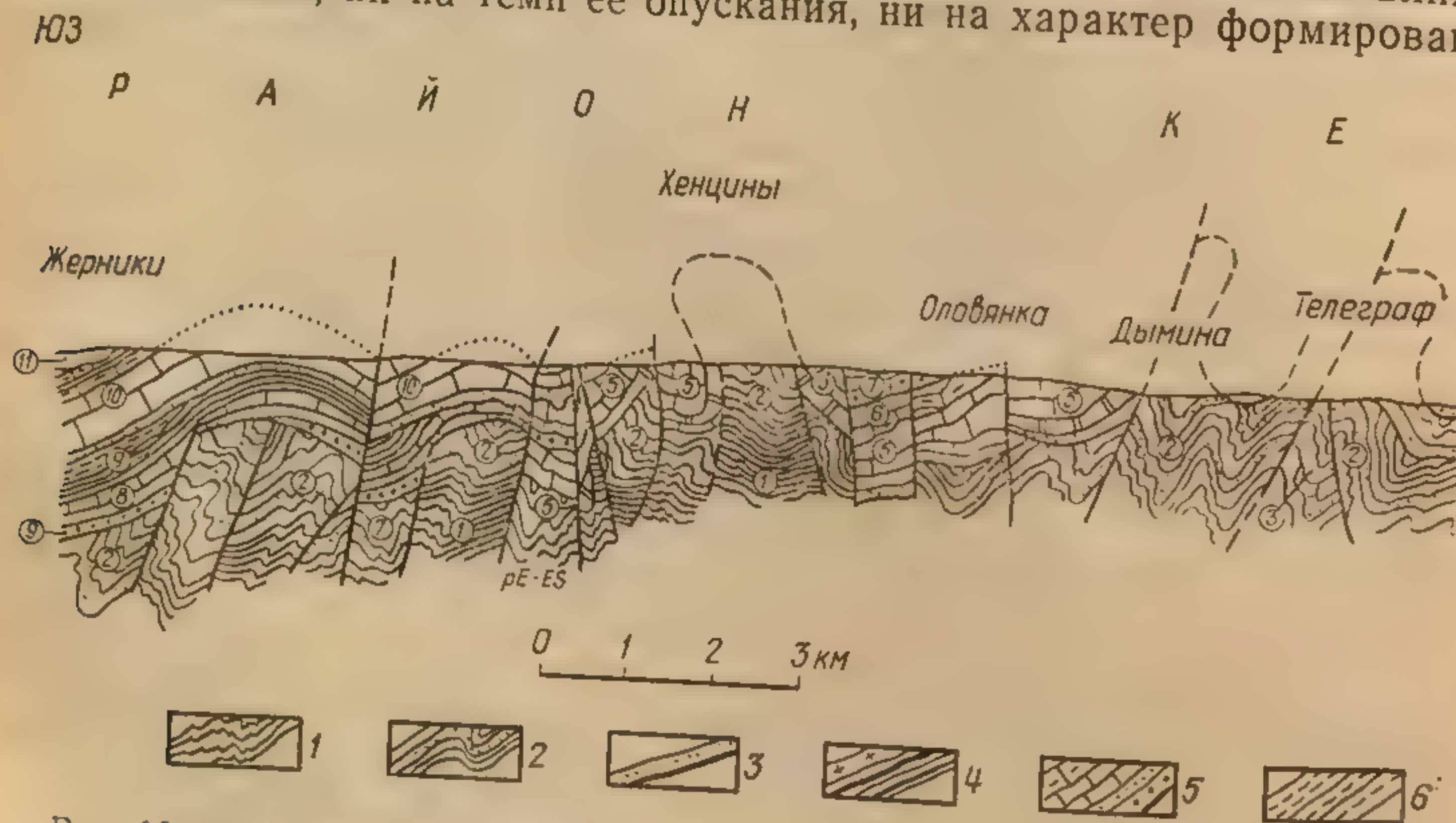


Рис. 13. Геологический разрез Свентокшиских гор (Geology of Poland, 1970):

1 — докембрий, 2 — кембрий, 3 — ордовик, 4 — силур, включая жединский ярус, 5 — девон, 6 — нижний карбон, 7 — пермь, 8 — триас (нижний и средний), 9 — верхний триас, 10 — средняя и верхняя юра, 11 — альб и сеноман, 12 — неразделенный докембрий и кембро-силур, 13 — сбросы, 14 — эродированные части варисских коробчатых складок, 15 — эродированные части мезозойских пологих складок

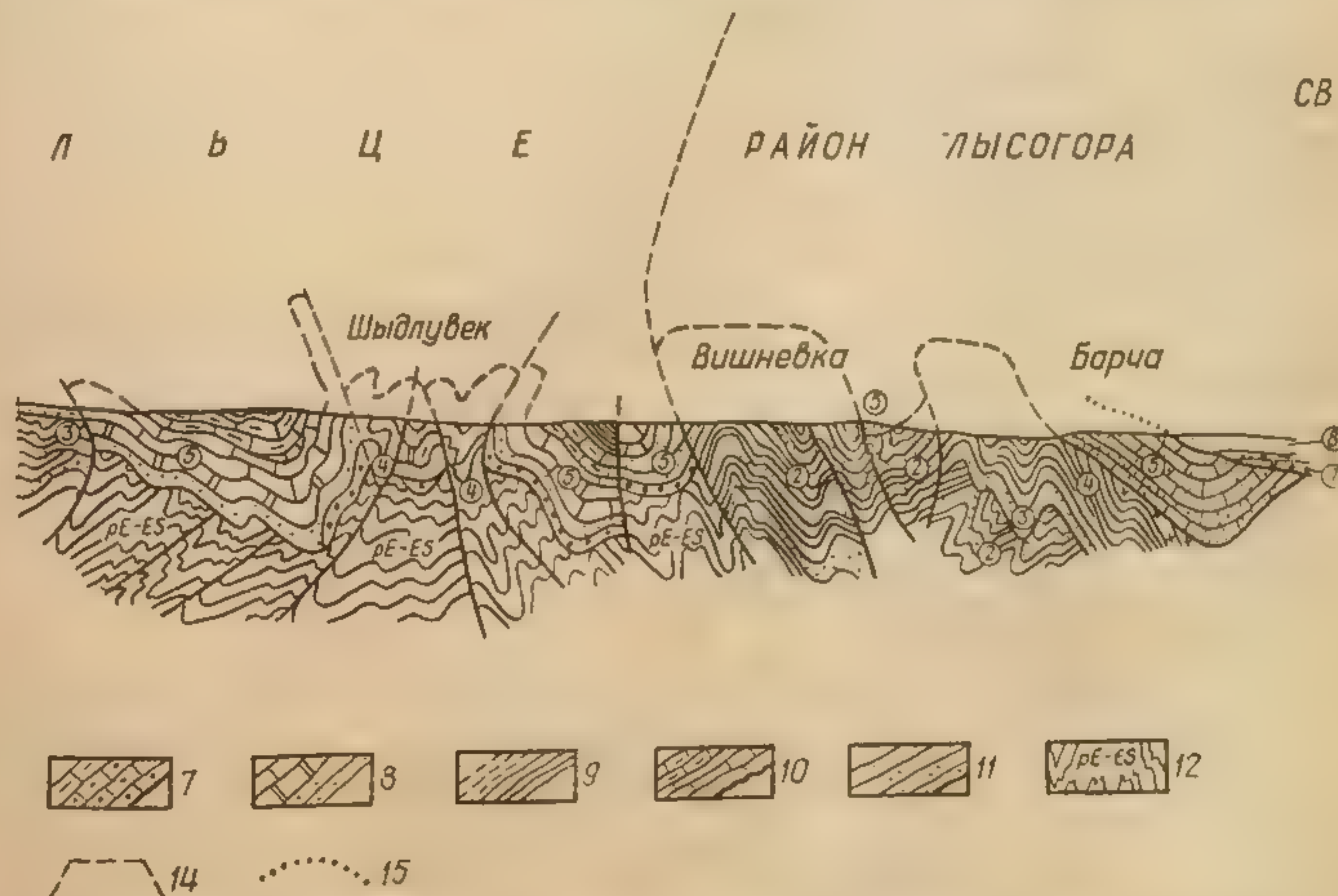
шихся в ней осадков, в составе которых обломочный материал (источником его могла бы быть вновь возникшая складчатая система) практически отсутствует.

По северной и западной окраинам Донецкого бассейна, а также в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах осадконакопление и, следовательно, погружение возобновились лишь с начала триаса. В триасе в упомянутых районах сформировалась толща континентальных терригенных, частично грубообломочных пород общей мощностью до 500—600 м, залегающих с разрывом, трансгрессивно на более древних, вплоть до докембрийских, слоях. Накопление этих образований

мент — Украинская синеклиза.

#### Датско-Польская параплатформа и Приднестровский прогиб

В Датско-Польском прогибе средне-позднепалеозойский этап начинается с середины раннего девона трансгрессией зигенского времени, отложения которой в Свентокшиских горах несогласно перекрывают слои нижнего палеозоя, включая слои жединского яруса нижнего девона (рис. 13). Зигенские и более молодые слои девона распространены на всей территории Датско-Польского прогиба и в северной части Приднестровского прогиба и характеризуются значительным однообразием своего состава и мощности. Нижний девон (зиген и эмс), достигающий мощности 1000 м и более, представлен здесь песчаниками и алевролитами с прослоями глин и конгломератов. В охваченной зигенской трансгрессией юго-западной части Датско-Польского прогиба это прибрежно-морские сероцветные образования; в северо-восточной



части того же прогиба и в северной части Приднестровского прогиба — континентальные красноцветные толщи.

В начале среднего девона трансгрессия расширяется и в обоих рассматриваемых прогибах начинается накопление морских карбонатных осадков. Средний-верхний девон везде представлен в них мощной (до 1000—1200 м) толщей известняков и доломитов, лишь с отдельными прослоями песчано-глинистых пород, а в Приднестровском прогибе также с прослоями и линзами гипса. Сходный характер девонские отложения имеют в районе Добруджи, но нижний девон представлен здесь морскими образованиями. По-видимому, море проникало сюда не через Приднестровский прогиб, а из южных районов геосинклинальной области Атлантиды.

В юго-западной части Датско-Польского прогиба карбонатные



отложения среднего-верхнего девона сменяются в нижнем карбоне глинисто-алевролитовыми породами. В северо-восточной части того же прогиба и на севере Приднестровского прогиба (Львовско-Люблинская впадина) карбонатный тип осадконакопления в начале карбона еще сохраняется. Но в дальнейшем он и здесь все более замещается терригенным. К югу от Львовско-Люблинской впадины каменноугольное море, по-видимому, не распространялось.

В районе Свентокшиских гор нижняя часть нижнего карбона (турне — нижний визе) представлена маломощной (до 100 м) характерной свитой тонкого переслаивания темных обогащенных органическим веществом глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями желваков фосфорита. Вверх по разрезу эта кремнисто-глинистая свита сменяется более мощной (до 700—800 м) песчано-алевролитовой толщей среднего-верхнего визе и намюра, в нижней части морской, в верхней — возможно уже континентальной. Слои среднего-верхнего карбона в районе Свентокшиских гор неизвестны, и, по-видимому, в это время данный регион, как и вся остальная площадь юго-западной части Датско-Польского прогиба, представлял собой область денудации.

В Львовско-Люблинской впадине нижняя часть нижнего карбона (турне — нижняя часть визе) представлена в основном известняками и доломитами, хотя уже со второй половины турне среди них появляются прослой глины, песчаников, алевролитов. Выше следует мощная (до 2000 м) угленосная толща — переслаивание глины, песчаников, алевролитов с остатками наземных растений, тонких редких прослоев известняков с морскими ископаемыми и пластов каменного угля. Распространением этой угленосной толщи и определяются границы Львовско-Люблинской впадины. Осадконакопление продолжалось здесь до начала среднего карбона. В дальнейшем как на территории Львовско-Люблинской впадины, так и в более южных районах Приднестровского прогиба оно на долгое время прекратилось. В эпоху формирования угленосной толщи Львовско-Люблинская впадина представляла собой внутреннюю часть морского залива, превращавшегося периодически в низменную дельтовую равнину. Залив открывался к северо-западу и через северо-восточную часть Датско-Польского прогиба сообщался с морским бассейном, существовавшим в это время в области Северо-Германской низменности и южной части Северного моря.

В среднем-позднем карбоне осадконакопление в Датско-Польском прогибе продолжалось, возможно, лишь в его осевой части. В прибрежных зонах прогиба оно в это время уже прекратилось. Подобные условия сохранились, вероятно, и на протяжении большей части ранней перми. От этого времени в прибрежных зонах прогиба сохранились только спорадически распространенные маломощные пачки красноватых континентальных песчаников, залегающих в основании верхнепермских слоев. Только на северо-западе Польши в ранней перми существовал прогиб — восточный край обширного Среднеевропейского солеродного бассейна, в котором накопилась (в пределах Польши) толща глины с прослоями и линзами гипса, свыше 300 м мощности, не вскрытая скважинами до своего основания.

В начале поздней перми в Среднеевропейский бассейн с севера проникло море, которое распространилось на востоке до области Датско-Польского прогиба и еще далее на восток, за его пределы, в восточную Польшу и в западные районы Советской Прибалтики. В польской части этого бассейна (цехштейнового) сформировалась толща соленосных отложений мощностью свыше 1000 м. К концу поздней перми соленакопление в Датско-Польском прогибе прекратилось, но его по-



гружение и формирование в его пределах мощных толщ морских и континентальных отложений продолжались на протяжении значительной части мезозоя.

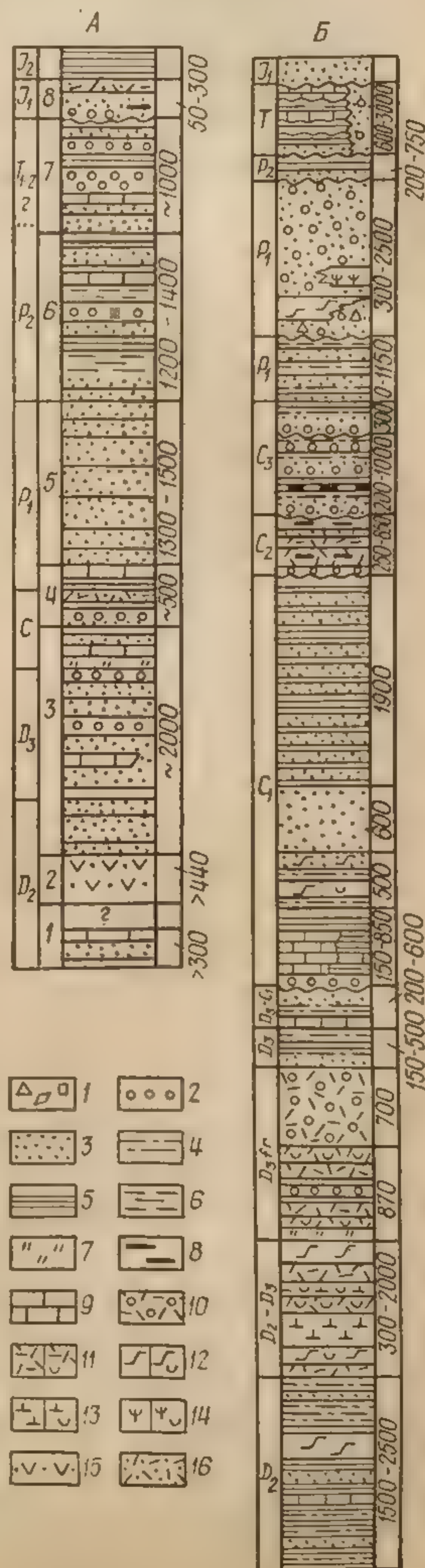
#### Южно-Русский геоблок (к югу от Днепровско-Каспийской зоны)

Морские отложения нижнего карбона (известняки, мергели) вскрыты буровыми скважинами к северу от поднятия палеозойских пород Добруджи. Как и девонское, раннекаменноугольное море данного района было связано, по-видимому, с морем геосинклинальной области Атлантид. Выше по разрезу здесь вскрывается мощная (свыше 1500 м) частично сероцветная, частично красноватая песчано-алевролитоглинистая толща предположительно пермского (раннепермского?) возраста и еще выше толща грубообломочных красноватых пород пермо-триасового(?) возраста. Южнее, в районе Добруджи, достоверно каменноугольные отложения неизвестны. Предположительно к карбону — перми здесь относят карпелитовую свиту — толщу конгломератов, граувакк и сланцев мощностью до 1500 м, которая несогласно залегает на более древних отложениях и соответствует, возможно, нижнепермской(?) толще, вскрытой к северу от Добруджи. Карпелитовая свита и все более древние образования Добруджи несогласно перекрываются трансгрессивно залегающими морскими слоями триаса.

В пределах Большого Кавказа в начале среднего девона оформились два крупных геосинклинальных прогиба (возможно, две системы прогибов): один в области Южного склона, второй — в области Передового хребта на северном склоне Большого Кавказа (рис. 14). О предыстории прогиба Южного склона данных не имеется. Вероятно, он возник на рубеже раннего и среднего девона

Рис. 14. Стратиграфические разрезы палеозойских отложений Большого Кавказа:

А — Южный склон (десская серия), по М. Л. Сомину и А. А. Белову, 1967; Б — Северный склон (синклинический Передового хребта), по А. А. Белову, 1967.  
1 — брекчии, 2 — конгломераты и гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — глинистые сланцы и филлиты, 6 — тонкое переслаивание сланцев, алевролитов и песчаников, 7 — кремнистые породы и яшмы, 8 — углистые породы и угли, 9 — известняки, 10 — туфоконгломераты. Вулканогенные породы (а — излившиеся, б — пирокластические): 11 — кислые, 12 — средние, 13 — основные, 14 — субщелочные, 15 — среднего и основного состава нерасчлененные, 16 — кислого состава нерасчлененные. В А цифрами обозначены свиты: 1 — кванская, 2 — утурская, 3 — кирарская, 4 — бакылдская, 5 — лайлинская, 6 — челшуринская, 7 — гвадарашская, 8 — сванетская





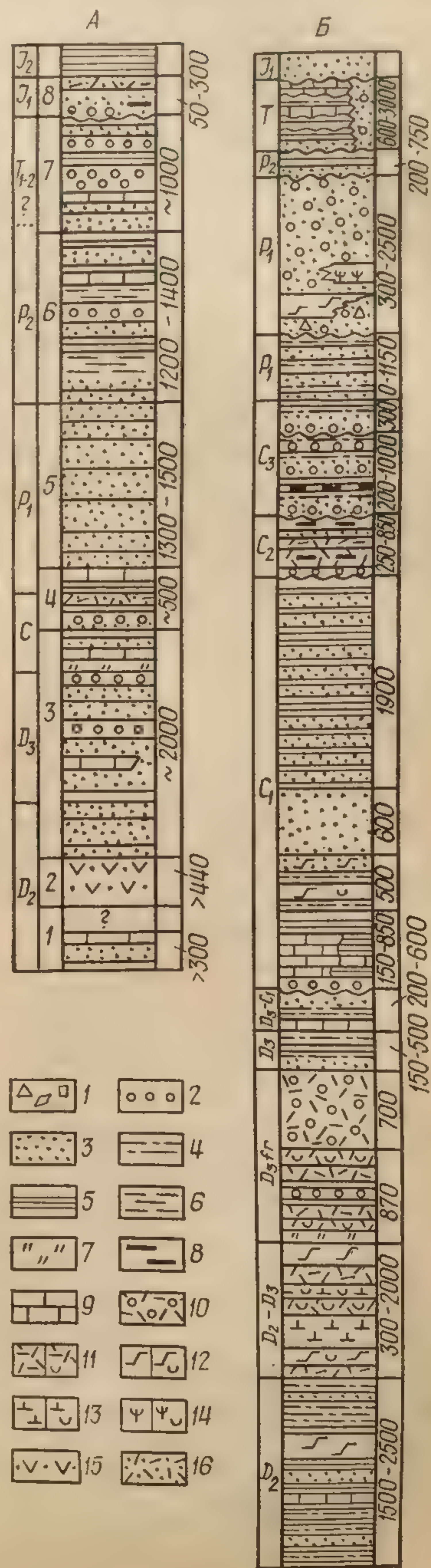
Добруджи. Как и девонское, раннекаменноугольное море данного района было связано, по-видимому, с морем геосинклинальной области Атлантид. Выше по разрезу здесь вскрывается мощная (свыше 1500 м) частично сероцветная, частично красноватая песчано-алевролитоглинистая толща предположительно пермского (раннепермского?) возраста и еще выше толща грубообломочных красноватых пород пермо-триасового (?) возраста. Южнее, в районе Добруджи, достоверно каменноугольные отложения неизвестны. Предположительно к карбону — перми здесь относят карпелитовую свиту — толщу конгломератов, граувакк и сланцев мощностью до 1500 м, которая несогласно залегает на более древних отложениях и соответствует, возможно, нижнепермской (?) толще, вскрытой к северу от Добруджи. Карпелитовая свита и все более древние образования Добруджи несогласно перекрываются трансгрессивно залегающими морскими слоями триаса.

В пределах Большого Кавказа в начале среднего девона оформились два крупных геосинклинальных прогиба (возможно, две системы прогибов): один в области Южного склона, второй — в области Передового хребта на северном склоне Большого Кавказа (рис. 14). О предыстории прогиба Южного склона данных не имеется. Вероятно, он возник на рубеже раннего и среднего девона

Рис. 14. Стратиграфические разрезы палеозойских отложений Большого Кавказа:

А — Южный склон (десская серия), по М. Л. Сомину и А. А. Белову, 1967; Б — Северный склон (синклинорий Передового хребта), по А. А. Белову, 1967.

1 — брекчии, 2 — конгломераты и гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — глинистые сланцы и филлиты, 6 — тонкое переслаивание сланцев, алевролитов и песчаников, 7 — кремнистые породы и яшмы, 8 — углистые породы и угли, 9 — известняки, 10 — туфоконгломераты. Вулканогенные породы (а — излившиеся, б — пирокластические): 11 — кислые, 12 — средние, 13 — основные, 14 — субщелочные, 15 — среднего и основного состава нерасчлененные, 16 — кислого состава нерасчлененные. В А цифрами обозначены свиты: 1 — кванская, 2 — утурская, 3 — кирарская, 4 — бакылдская, 5 — лайлинская, 6 — челшурина, 7 — гвадарашская, 8 — сванетская





в результате раздробления допалеозойского основания Большого Кавказа и последовавшего погружения соответствующего блока фундамента. Позднепалеозойский прогиб Передового хребта развился на месте зоны погружения, наметившейся в силуре и после паузы(?) в погружении в раннем девоне резко активизировавшейся в начале среднего девона.

В прогибе Южного склона (Сванетский хребет) отложения среднего-нижнего палеозоя образуют мощную (до 7000 м) однообразную по составу толщу терригенных пород — песчаников, глинистых и углесто-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов, известную под общим названием десской серии. Характерно почти полное отсутствие в десской серии карбонатных пород и очень незначительное развитие вулканических образований. Считается, что осадконакопление было здесь непрерывным, со среднего девона до триаса и что лишь слабые проявления складчатости и кратковременный перерыв разделяли эпохи формирования десской серии и вышележащих слоев юры. Следует, однако, иметь в виду, что органические остатки в слоях десской серии встречаются крайне редко, в связи с чем выделение в ее составе слоев различного возраста в значительной мере условно.

В прогибе Передового хребта в среднем-позднем девоне и раннем карбоне (турне — визе?) сформировался мощный (до 6000—7000 м) сложно построенный комплекс разнообразных по составу вулканических и осадочных, преимущественно терригенных пород, бедных органическими остатками, в связи с чем возраст и последовательность формирования ряда свит этого комплекса остаются предметом дискуссий. В основании разреза здесь выделяется свита филлитовидных сланцев, выше которой следует мощная (до 4000 м) вулканогенная серия живетско-франского возраста. Ее нижняя часть представлена преимущественно лавами основного и среднего состава (спилиты с шаровой отдельностью, андезитовые и дацитовые порфириты) с прослоями кремнистых пород (яшм, кремнистых сланцев), а верхняя — различными туфогенными породами. Верхняя часть комплекса (фамен — нижний карбон) складывается в основном осадочными породами — песчаниками, глинистыми и другими сланцами, конгломератами (в нижнем карбоне) известняками. Последние развиты главным образом в фаменской части разреза, выделяющейся преимущественно карбонатным составом.

В конце раннего карбона комплекс этих отложений был охвачен складчатостью и метаморфизмом, в основном, по-видимому, дислокационным. В зоне Передового хребта эта складчатость не сопровождалась внедрением гранитных интрузий, но к северу и к югу от нее, в зонах, слабо затронутых складчатостью, позднекаменноугольно-пермские интрузии гранитов распространены широко.

Несогласно на размытой поверхности девонско-нижнекаменноугольного комплекса Передового хребта, выполняя ряд крупных впадин, залегает слабоскладчатая толща мощностью в несколько тысяч метров континентальных грубообломочных пород (песчаников, конгломератов) среднего-верхнего карбона и нижней перми. Нижняя (каменноугольная) часть этой толщи представлена сероцветными породами, в среднем карбоне угленосными, а верхняя нижнепермская часть — красноцветными.

В нескольких районах Предкавказья глубокими буровыми скважинами вскрыты круто наклоненные и несколько метаморфизованные слои песчаников, алевролитов, сланцев, заключающих иногда прослои вулканических пород. По единичным находкам органических остатков, в основном спор растений, их возраст датируется поздним девонem —



ранним карбоном. Эти скудные данные указывают на существование в позднедевонско-раннекаменноугольное время в области Предкавказья прогиба или ряда прогибов, размеры и расположение которых остаются неизвестными, заполнявшихся отложениями, сходными с верхним девоном Днепровско-Каспийской зоны. В конце раннего карбона (?) эти отложения подверглись деформации, а вся область Предкавказья — воздыманию, охватившему как прогибы, так и разделяющие их более древние массивы. К этой же эпохе в Предкавказье относятся интрузии гранитов, вскрытые рядом скважин под чехлом более молодых отложений.

Отложения среднего-верхнего карбона, развитые к северу и к югу от Предкавказья, как и отложения нижней перми, нигде в Предкавказье не установлены. По-видимому, в течение этого времени область Предкавказья была приподнята, представляла область денудации и служила источником обломочного материала как для угленосных (средне-верхнекаменноугольных) и красноцветных (нижнепермских) слоев Днепровско-Каспийской зоны, так и для аналогичных образований того же возраста Северного Кавказа.

В позднепермское время область Передового хребта вместе со смежными зонами Большого Кавказа погружается и становится ареной морской трансгрессии. Отложения верхней перми, мощность которых не превышает обычно 150—200 м, начинаются базальными конгломератами, но в основном представлены известняками, местами рифогенными, с многочисленными остатками плеченогих (среди которых заслуживает упоминания южный род *Littonia*), двустворчатых моллюсков, трилобитов и других ископаемых. В некоторых районах известняки фациально замещаются алевроито-глинистыми осадками. Размеры позднепермской трансгрессии установить трудно из-за размыва мало-мощных верхнепермских слоев в предтриасовое и предъюрское время. На отдельных участках верхнепермские известняки распространены на западном, центральном и северо-восточном Кавказе, и возможно, что позднепермское море покрывало всю область Северного склона Кавказа. Западнее верхнепермские известняки в виде отдельных глыб (тектонических отторженцев?, олистолитов?) известны в базальных слоях верхнего триаса в южной горной части Крыма. Но в районе Добруджи и к северу от нее, как и в области Предкавказья, они неизвестны, и, по-видимому, позднепермское море сюда не распространялось.

На рубеже перми и триаса область Северного склона Кавказа испытала непродолжительное, но, вероятно, резкое воздымание, сопровождавшееся интенсивным размывом верхнепермских пород, гальки и глыбы которых часто встречаются в базальных конгломератах триаса. За этим воздыманием в середине раннего триаса последовали новое погружение и трансгрессия моря на значительно выровненную, по-видимому, поверхность северокавказской суши.

На северо-западе Предкавказья, вдоль юго-западного края Донецко-Каспийской системы, выявлена зона узких грабенообразных Манычских прогибов, выполненных континентальными красноцветными породами предположительно пермско-триасового возраста. Восточным продолжением зоны Манычских прогибов является складчатое сооружение Горного Мангышлака, сложенное слоями верхней перми — триаса. Развитие системы Манычских прогибов — Мангышлака относится уже к начальной стадии мезокайнозойского мегацикла земной истории и будет рассмотрено в следующей части курса.



## ГЛАВА IV. СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОИД

По обоим побережьям северной части Атлантического океана, включая побережья Норвежского и Гренландского морей, к северу от Альпийского складчатого пояса, протягиваются палеозойские горно-складчатые сооружения, сложенные толщами различных по составу и возрасту палеозойских и более древних образований. В строении и истории формирования последних — Европейских, с одной стороны, и Американо-Гренландских, с другой, — обнаруживается ряд общих черт, что позволяет рассматривать всю область их распространения как одно крупное структурно-геологическое целое — Северо-Атлантическую область палеозоид. В дальнейшем мы будем называть последнюю область Атлантид, а входящие в ее состав структурно-геологические единицы — Атлантидами (рис. 15, А).

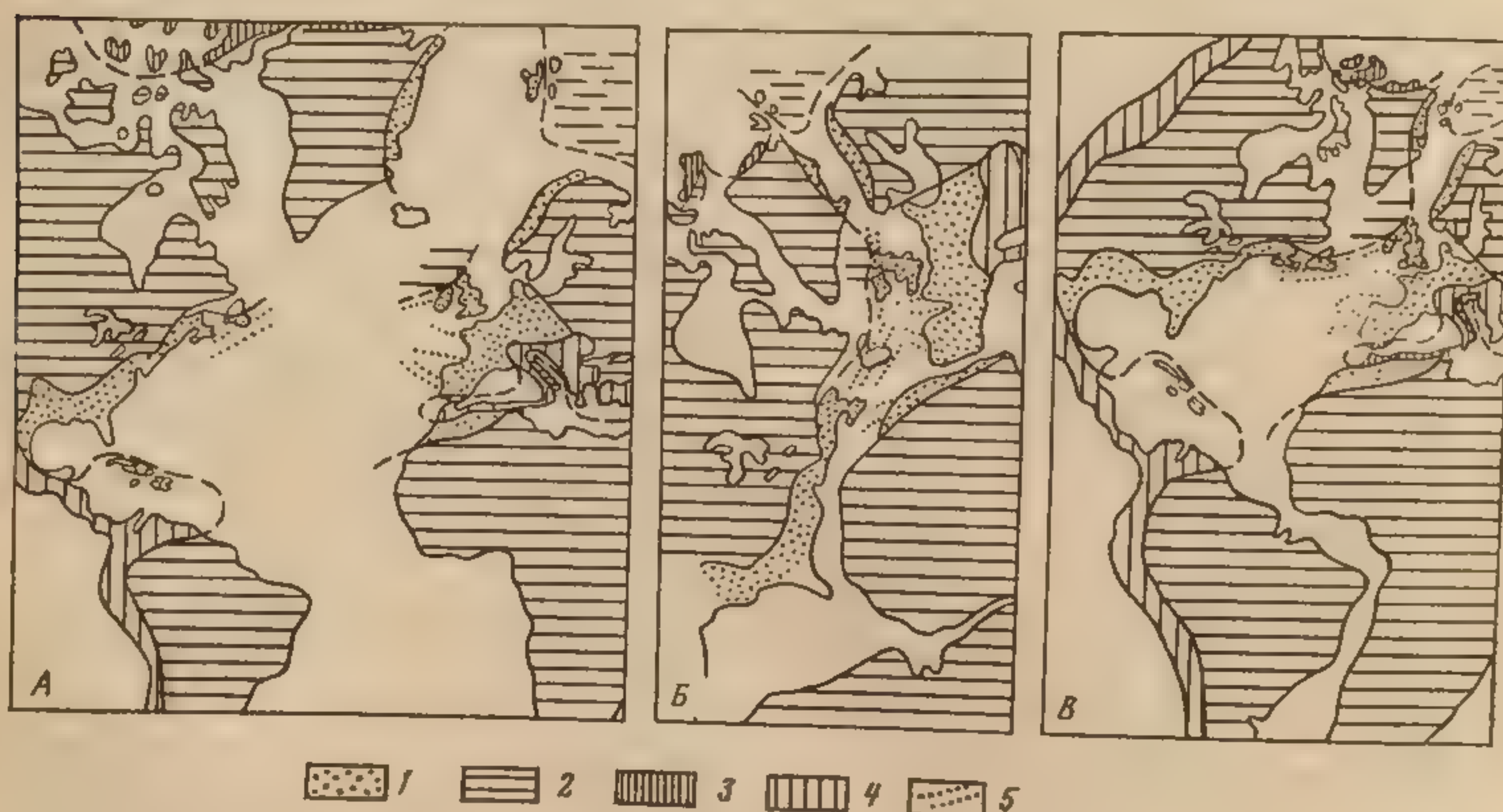


Рис. 15. Складчатые сооружения Атлантид:

А — при современном взаиморасположении материков; Б — при расположении материков в конце палеозоя, по реконструкции Булларда и др., 1965; В — при расположении материков в конце палеозоя по реконструкции Леонова; 1 — материковые участки палеозойской складчатой области Атлантид; 2 — платформы; 3 — Иннуитская складчатая область; 4 — области мезозойской и кайнозойской складчатости; 5 — основное простираание складок

На западной, Американо-Гренландской, стороне Атлантического океана к Атлантидам относится Аппалачский пояс, протягивающийся на 5000 км от границы США с Мексикой на юго-западе до северо-восточного края о. Ньюфаундленда на северо-востоке. Вторым западным фрагментом Атлантид являются горно-складчатые сооружения восточной Гренландии, протягивающиеся от залива Скорсби на юге до северо-восточной оконечности Гренландии (Земли Кронпринца Христиана) на севере на расстояние около 1200 км. С северо-западной стороны Атлантиды ограничиваются Северо-Американской платформой, восточным выступом которой является район Гебридских островов и северо-западного побережья Шотландии, сложенный метаморфическими породами среднего и нижнего докембрия, покрытыми чехлом слабоскладча-



тых слоев верхнего докембрия и нижнего палеозоя. На траверсе Британских островов вся область Атлантид оказывается, таким образом, в пределах Европы.

На восточной стороне океана к Атлантидам относятся лежащая к северу от Альпийского пояса обширная область западноевропейских палеозоид и на крайнем севере горно-складчатое сооружение западного Шпицбергена. С востока Атлантиды ограничиваются Восточно-Европейской платформой (на участке Скандинавских каледонид) и ее параплатформенным обрамлением. На юго-востоке значительный участок Атлантид погребен, по-видимому, под мезокайнозойскими структурами Альпийского пояса, в пределах которого положение и характер восточной границы Атлантид остаются неясными.

При современном взаиморасположении материков Америко-Гренландские и Европейские Атлантиды разобщены акваторией Атлантического океана. Но отвечает ли это взаиморасположение тому, которое имело место в палеозое, в период геосинклинального развития и формирования складчатой структуры Атлантид? Как отмечалось, есть основания считать Атлантический океан молодым, возникшим в результате мезокайнозойского раздвиг его восточного и западного материковых обрамлений. В настоящее время наиболее популярной схемой взаиморасположения приатлантических материков до их раздвиг является реконструкция Булларда, Эверетта и Смита (1965), в которой за линию «отрыва» принята изобата 500 фатомов (1 фатом = 183 м). Как показал расчет на ЭВМ, эта изобата проходит более параллельно, чем берега океана, и совмещение по ней дает наименьшую площадь зазоров и перекрытий. Данная реконструкция (рис. 15, Б) является, однако, лишь формальным геометрическим построением, не учитывающим каких-либо геологических данных. Анализ последних приводит к выводу, что при возникновении современного Атлантического океана его восточное — Евро-Африканское — ограничение или оставалось неподвижным, или смещалось как одно целое. Западное — Американское — ограничение смещалось дифференцированно: более просто и единообразно в северной части и более сложно — в Южно-Американской.

Образование северной части современного Атлантического океана, разъединяющей в настоящее время западные (Северо-Американские) и восточные (Европейские) Атлантиды, может представляться как результат поворота на 38—40° Северной Америки по отношению к Европе и Африке вокруг оси, проходящей через Северный полюс. При подобной реконструкции до раздвиг, приведшего к образованию современного Атлантического океана, т. е. в конце палеозоя — начале мезозоя, в северной части последнего должен был существовать небольшой океанический бассейн — Палеоатлантик (рис. 15, В). В реконструкции же Булларда, Эверетта и Смита места для него не остается.

Вопрос о существовании палеозойского Атлантического океана был поднят и определенным образом решен в 1966 г. канадским геофизиком Т. Уилсоном. По представлению Уилсона, в начале палеозоя Атлантический океан существовал примерно в том виде, как он существует сейчас; затем во вторую половину палеозоя он «закрылся» — берега его сомкнулись до положения, отвечающего реконструкции Булларда, Эверетта и Смита; в дальнейшем, в мезокайнозое, он снова «раскрылся» и получил свои современные очертания (рис. 16).

Представление Т. Уилсона о «закрытии» и повторном «раскрытии» Атлантического океана базировалось на новой интерпретации давно известных палеобиогеографических данных. Уже давно установлено,



что в Северных Аппалачах и на Ньюфаундленде трилобитовая фауна кембрия принадлежит двум различным зоогеографическим провинциям: «тихоокеанской», к которой относится в основном кембрий Северной Америки, и «атлантической», к которой, за небольшим исключени-



Рис. 16. Закрывание и открывание Атлантического океана. По Т. Уилсону, 1966:  
А — современная эпоха; Б — позднепалеозойско-раннемезозойское время; В — раннепалеозойское время.  
1—2 — Фаунистические провинции раннего палеозоя: 1 — «тихоокеанская», 2 — «атлантическая»; 3 — горные хребты, возникшие в эпоху начала раскрытия современного Атлантического океана; 4 — веера разноса обломочного материала (1 — в среднем ордовике, 2 — в позднем ордовике, 3 — в позднем девоне, 4 — в пенсильвании); 5 — граница фаунистических провинций

ем, относится кембрий Западной Европы. Кембрийские образования с фауной трилобитов «тихоокеанской» провинции (*Olenellus* — в нижнем кембрии, *Olenoides* — в среднем, *Dicellocerphalus* — в верхнем) распространены вдоль северо-западного, приплатформенного края Аппалачей. Кембрийские образования с фауной трилобитов «атлантической» провинции (*Holmia* — в нижнем кембрии, *Paradoxides* — в среднем,



Olenus — в верхнем) распространены вдоль приатлантического, юго-восточного, края Аппалачей и Ньюфаундленда. В Западной Европе нижний кембрий с фауной «тихоокеанской» провинции распространен на крайнем северо-западе Великобритании, в районе Гебридского выступа Северо-Американской платформы. Аналогичное различие фаун наблюдается в тех же районах в ордовике.

Появление западноевропейской («атлантической») фауны на атлантическом побережье Америки объяснялось обычно ее миграцией через Атлантический океан. С развитием мобилистских представлений это появление стало объясняться непосредственной близостью в кембрии Приатлантической зоны Северных Аппалачей и Ньюфаундленда к Европейскому материку, имевшей место до мезокайнозойского «раскрытия» Атлантического океана. Труднее поддавалось объяснению различие кембрийских фаун в пределах самих Аппалачей и Ньюфаундленда. До Уилсона это различие объяснялось двояким образом: или приуроченностью «тихоокеанской» фауны к осадкам одного типа (карбонатным), а «атлантической» фауны — к осадкам другого типа (глинистым); или наличием протяженной полосы суши (острова), разделявшей бассейны с различной фауной. Именно данное различие и привело Уилсона к мысли о существовании в начале палеозоя обширного Протоатлантического океана — Протоатлантика. Этот океан, а не полоса суши разделял, по представлению Уилсона, области развития «тихоокеанской» и «атлантической» фауны как Америки (Северных Аппалачей и Ньюфаундленда), так и Западной Европы (Великобритании, Ирландии, Скандинавии). В кембрии и ордовике Приатлантическая зона Аппалачей и Ньюфаундленда находилась на востоке Протоатлантика, вблизи Европы, а северная часть Великобритании и Ирландии и северо-западный край Скандинавии — у его западного края, вблизи берегов Америки (см. рис. 16, В).

В 1972 г. английскими геологами Харландом и Гейером вместо названия «Протоатлантик» было предложено название «Япетус» (в греческой мифологии Япетус — отец Атланта), и вокруг этих названий (какое из них лучше!) уже возникла дискуссия. Уилсон, выдвигая гипотезу о раннепалеозойском Протоатлантике, не затрагивал вопроса о его образовании, ограничивая свои построения началом палеозоя. Но другие исследователи пошли дальше, и было выдвинуто представление (геологами Бердом и Дьюи в 1970 г.), что и Протоатлантик возник путем «раскрытия» в результате раскола на рубеже докембрия и палеозоя единого Афро-Евро-Американского континента.

Представляется, что в свете геологических данных гипотеза «раскрытия» и «закрытия» Протоатлантика ни в форме, предложенной Уилсоном, ни тем более в ее новейших вариантах принята быть не может. Следует допустить, по-видимому, что на протяжении палеозоя и позднего протерозоя существенных изменений во взаиморасположении приатлантических материков не происходило и что все это время в области северной части современного Атлантического океана располагался небольшой океанический бассейн — Палеоатлантик, существование которого вытекает из предложенной выше реконструкции (см. рис. 15, В).

#### СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АТЛАНТИД

В составе геосинклинальной складчатой области Атлантид выделяются следующие наиболее крупные структурные единицы (рис. 17):

I — Западные Атлантиды (Аппалачско-Уачитский пояс).



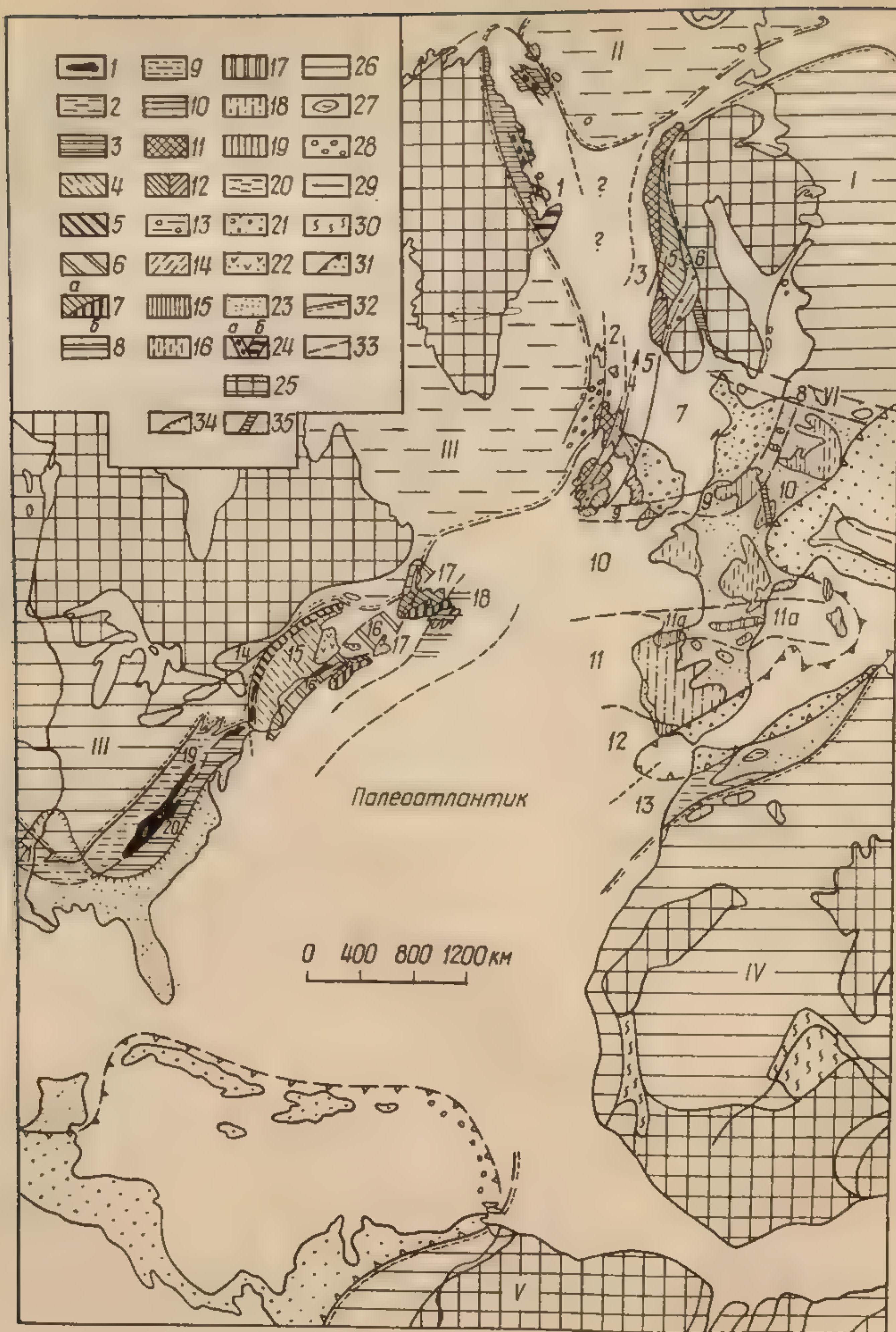


Рис. 17. Структурно-геологическая схема области Приатлантических палеозоид — Атлантид.

Структурно-геологические единицы Атлантид и выходы на поверхность отвечающих им геосинклинальных складчатых комплексов (ГСК). **Западные Атлантиды** (Аппалачско-Уачитский пояс): 1 — выступы нижней части верхнего докембрия (хеликия) в различных зонах пояса; 2—3 — Южноаппалачский сегмент пояса: 2 — Южные Аппалачи s. str. (ГСК— $E_1$ — $P_1$ ), 3 — Пидмонт (ГСК— $PR.s.$ ?); 4—5 — Североаппалачский сегмент: 4 — Акадская зона (ГСК— $E_3$ — $D_2$ ), 5 — зона Нотр-Дам (ГСК— $E$ — $O_1$ ); 6—8 — Ньюфаундлендский сегмент: 6 — зона Фанди (ГСК— $PR.s.$ ) 7 — зона Гандер (ГСК— $E_3$ — $D_1$ ); а — нижний ( $E_3$ — $O_1^1$ ) и б — верхний ( $O_1^2$ — $D_1$ ) структурные этажи, 8 — Авалонская зона (ГСК— $PR.s.$ ); 9 — Уачитско-Маратонский сегмент (ГСК— $E_3$ — $C_2$ ). **Арктические Атлантиды**: 10 — складчатые сооружения северо-восточной Гренландии и Шпицбергена (ГСК— $PR.s.$ — $O_1$ ). **Восточные Атлантиды**: 11—14 — Северные Атлантиды: 11 — Грампианская зона Британских островов и Норландская зона Скандинавии (ГСК— $PR.s.$ — $E_2$ ), 12 — Каледонская зона Британских островов и Тронхеймская зона Скандинавии: а — ГСК ( $E_3$ — $S_1$ ), б — выступы допалеозойского основания, 13 — Спарагмитовая зона Скандинавии, 14 — Североморский геоблок (на схеме отмечен цифрой), в его пределах — 14а — складчатое сооружение Уэльса (ГСК— $PR.s.$ — $E$ — $S$ ); 15 — Реногерцинский пояс (ГСК— $D_1$ — $C_1$ ); 16 — Центральные Атлантиды:



II — Арктические Атлантиды (складчатые сооружения Восточной Гренландии и Шпицбергена).

III — Восточные Атлантиды { III.1. — Северные Атлантиды.  
III.2. — Реногерцинский пояс.  
III.3. — Центральные Атлантиды.  
III.4. — Южные Атлантиды.

Пограничный (шовный) Реногерцинский пояс (по обычной номенклатуре — зона) объединяется обычно — по времени завершающей (герцинской) складчатости — с Ц. и Южн. Восточными Атлантидами. Однако в структуре и истории развития Восточных Атлантид Реногерцинский пояс занимает особое место, что и заставляет отделять его как от Северных, так и от Ц. и Южн. Восточных Атлантид, и, несмотря на его незначительную ширину, рассматривать как его равнозначную Северным, Центральным и Южным Восточным Атлантидам структурно-геологическую единицу.

Геосинклинальный этап развития в области Северных Восточных Атлантид завершился в эпоху каледонской (позднекаледонской) складчатости на рубеже силура и девона, а в области Ц. и Южн. Восточных Атлантид — в эпоху герцинской складчатости в конце палеозоя. Северные Восточные Атлантиды суммарно обозначаются в связи с этим как каледониды, а Ц. и Южн. Восточные Атлантиды, также суммарно, — как герциниды. В палеозое Северные Восточные Атлантиды прошли два резко разделяющихся этапа развития: раннепалеозойский (додевонский) — геосинклинальный и средне-позднепалеозойский — квазиплатформенный, в девоне — орогенный. Этим двум этапам развития Северных Восточных Атлантид в Ц. и Южн. Восточных Атлантидах отвечает один — палеозойский геосинклинальный этап, который лишь в конце палеозоя сменяется квазиплатформенным (орогенным).

Реногерцинский пояс прошел в палеозое два этапа геосинклинального развития: раннепалеозойский и среднепалеозойский (девонско-каменноугольный), разделявшихся периодом спокойного развития. По времени последней, завершающей, складчатости (герцинской) Реногерцинский пояс близок к Ц. и Южн. Восточным Атлантидам, но по общему ходу развития — к Северным.

Геосинклинальное развитие Аппалачско-Уачитского пояса (Западных Атлантид) на северо-востоке завершилось в эпоху акадской складчатости, в середине девона; в большей же юго-западной части пояса — в конце палеозоя, в эпоху герцинской складчатости.

Аппалачско-Уачитский пояс четко разделяется в продольном направлении на четыре сегмента (рис. 18): Ньюфаундлендский, Североаппалачский, Южноаппалачский и Уачитско-Маратонский, каждый из которых характеризуется рядом особенностей строения и геологического развития. К собственно Аппалачам относятся лишь два средних сегмента: Североаппалачский и Южноаппалачский. Крайние сегменты —

Франко-Богемский геоблок (ГСК— $E_1-C_2$ ); 17—20 — Южные Атлантиды: 17 — Астурийско-Сардинский геоблок (ГСК— $E_1-C_2$ ), 18 — Иберийский геоблок (ГСК—P.R.s.— $D_2$ ), 19 — Южнопортугальская зона (ГСК— $D_2-C_1$ ), 20 — Марокканский геоблок (ГСК— $E_1-C_1$ ).

Постгеосинклинальные покровные комплексы в области Атлантид: 21 — начинающиеся с девона, местами с более древних слоев, 22 — начинающиеся с верхнего девона, 23 — начинающиеся с верхнего карбона, 24a — девонские впадины и 24б — кайнозойские вулканы в пределах Арктических Атлантид.

Структурно-геологические элементы областей обрамления Атлантид: 25—29 — платформы (I — Восточно-Европейская, III — Северо-Американская, IV — Африканская V — Южно-Американская) и их параплатформенное обрамление (II — Баренцевоморская плита, VI — Датско-Польская параплатформа): 25 — плиты и впадины, 26 — щиты и массивы, 27 — Свентокшиское складчатое сооружение, 28 — Гебридская окраина Северо-Американской платформы, 29 — платформы и параплатформы в пределах современных акваторий, 30 — внутриплатформенные позднепротерозойские геосинклинальные складчатые системы Мавританид и Гурмы.

Прочие обозначения: 31 — область альпийской складчатости, 32 — границы платформ и параплатформ, 33 — границы структурно-геологических единиц области Атлантид, 34 — граница Приатлантического прогиба Северной Америки, 35 — Рейнский грабен и грабен Осло



Ньюфаундлендский, с одной стороны, и Уачитско-Маратонский, с другой, — в составе Аппалачей обычно не рассматриваются. Сегменты разделяются пережимами, которым отвечают выступы края Северо-Американской платформы: в районе залива Св. Лаврентия — между Ньюфаундлендским и Североаппалачским сегментами и в районе р. Гудзон — между Североаппалачским и Южноаппалачским сегментами.

В Южноаппалачском сегменте следует различать две самостоятельные структурно-геологические единицы, соприкасающиеся по крупному разлому Бревард: Южные Аппалачи (s.str.) и Пидмонт. Последнюю из них американские авторы рассматривают обычно как одну из зон («провинций») Южных Аппалачей s.str., понимая под Южными Аппалачами всю совокупность складчатых сооружений Южноап-

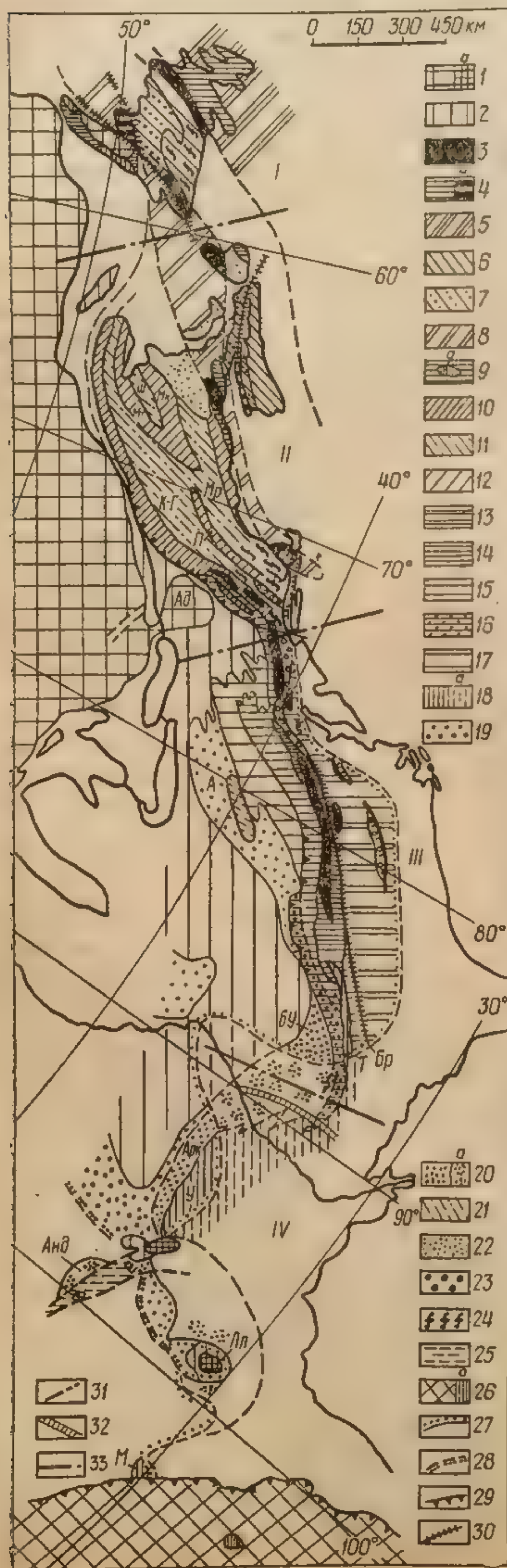


Рис. 18. Структурно-геологическая схема Аппалачского складчатого пояса:

1 — докембрий Канадского щита (1а — то же выступов у юго-западной окраины пояса); 2 — допенсильванский палеозой чехла Северо-Американской платформы; 3—4 — докембрий Аппалачского пояса (кроме Пидмонта): 3 — дохадриный (древнее 1000 млн. лет), 4 — хадриный (4а — серия Флер-де-Ли Ньюфаундленда).

I — Ньюфаундлендский сегмент: 5 — Авалонская зона, 6—7 — Гандерская зона: 6 — доаренигский комплекс, 7 — арениг — силур (в Новой Шотландии также нижний девон); 8 — зона Фанди.

II — Североаппалачский сегмент: 9 — Такопская зона (9а — гравитационные покровы); 10 — зона Нотр-Дам; 11—12 — Акадская зона: 11 — синклинории (К-Г — Конекктикут-Гаспе, Мр — Меримакский, Ш — Шалер Бой), 12 — антиклинории (Мт — Матапидиа, Ми — Мирамиши, П — Пограничных гор).

III — Южноаппалачский и IV — Уачитский сегменты: 13 — зона Пидмонта («Кристаллические Аппалачи»); 14 — зона Голубых гор, докембрий; 15—17 — «провинция Хребтов и Долин»: 15—16 — зона интенсивной складчатости: 15 — допенсильванский палеозой (кембрий — миссисипий), 16 — палеозой, включая пенсильваний, 17 — зона слабой складчатости; 18 — складчатые комплексы (верхний кембрий — пенсильваний) гор Уачиты, Маратона и пояса Талладега Южных Аппалачей (18а — то же, под чехлом мезокайнозой); 19—20 — пенсильваний периферических прогибов Южных Аппалачей и Уачиты: 19 — алеганского типа, 20 — арканзасского типа (20а — то же, под чехлом более молодых отложений); 21 — пермские отложения Алеганского бассейна.

Прочие обозначения: 22—23 — постгеосинклинальные комплексы Аппалачского пояса: 22 — позднепалеозойские ( $D_3$  —  $P_1$ ), 23 — триасовые; 24 — участки интенсивного метаморфизма палеозойских пород; 25 — складчатый палеозой гор Вичита; 26 — область ларамийской складчатости Кордильерского пояса (26а — выступ верхнепалеозойских образований Кордильерского типа); 27 — граница распространения мезокайнозой Приатлантических прогибов; 28 — восточная граница распространения пермских отложений; 29 — надвиги; 30—31 — разрывы: 30 — крупные, 31 — прочие; 32 — зона перехода карбонатных (аппалачских) фаций кембрия — ордовика в терригенные (уачитские); 33 — границы сегментов; А — Алеганский бассейн; БУ — бассейн Блек-Уориор; Арк — Арканзасский бассейн; Анд — бассейн Анадарко; У — Уачита; М — Маратон; Лл — Льяно; Ад — Адирондакское нагорье; Бр — разрыв Бревард; Т — пояс Талладега Южных Аппалачей



палачского сегмента. К сожалению, в американской литературе собственные названия получили лишь отдельные элементы Южных Аппалачей s.str., но совокупность этих элементов (т. е. Южные Аппалачи s.str. в целом), которая должна быть противопоставлена Пидмонту, остается не обозначенной. Чтобы выйти из этого терминологического затруднения, термин «Южные Аппалачи» мы будем употреблять в узком смысле (s.str.), противопоставляя Южные Аппалачи Пидмонту.

Палеозойский геосинклинальный прогиб Южных Аппалачей был асимметричным и принадлежал к авлакогеосинклинальному типу (см.: Леонов, с. 148). Его северо-западный борт был пологим и постепенно переходил в платформу, а юго-восточный борт более крут. Эта асимметрия проявляется также в строении возникшей на месте геосинклинального прогиба складчатой системы, имеющей в целом характер складчатой моноклинали с относительно простой структурой на северо-западе, постепенно сменяющейся нескладчатой структурой платформы и, наоборот, все более усложняющейся к юго-востоку. Лишь на небольшом участке на юго-востоке складчатой системы, где она сильно сужается, ее северо-западный борт осложнен пологими надвигами, по которым отдельные пакеты слоев на 15—20 км надвинуты на край платформы.

В структуре Южных Аппалачей s.str. с юго-востока на северо-запад выделяются (см. рис. 18): 1) зона Голубых гор — развития кристаллических пород с возрастом древнее 1000 млн. лет и их оболочки конца верхнего протерозоя; 2) зона интенсивной складчатости (зона Хребтов и Долин), сложенная слоями кембрия — миссисипия, а на юго-западе также и пенсильвания; 3) зона пологой складчатости, присутствующая только в северо-восточной части системы, к северо-востоку от участка развития пологих надвигов; 4) Алеганский периферический («краевой») прогиб, относящийся уже к зоне, переходной к платформе (район Алеганского плато) и выделяющийся, как и зона 3, только в северо-восточной части складчатой системы. На юго-западном окончании Южных Аппалачей место зон 3 и 4 занимает прогиб Блек-Уориор, выполненный слабоскладчатыми, а во внешней части прогиба — нескладчатыми слоями миссисипия и пенсильвания. Отметим также появление на юго-западном окончании Южных Аппалачей s.str. внутренней зоны развития миссисипских и пенсильванских отложений, известной под названием «пояса» Талладега. Магматическая деятельность ни в эффузивной, ни в интрузивной форме в Южных Аппалачах в палеозое не проявлялась.

Область Пидмонта сложена в основном складчатыми и метаморфизованными вулканогенными и осадочными образованиями позднего верхнего протерозоя, прорванными крупными телами гранитов, которые имеют большей частью раннепалеозойский (ордовикский) радиометрический возраст. В нескольких районах здесь встречены складчатые, но не метаморфизованные слои кембрия (среднего) и ордовика, взаимоотношения которых с докембрийскими образованиями остаются неясными. Как структура, так и история геологического развития области Пидмонта во многом еще неясны. Геологи США рассматривают обычно Пидмонт как область раннепалеозойской (ордовикской) складчатости. Скорее, однако, мы имеем здесь дело с более древней складчатой системой, испытавшей в раннем палеозое лишь интенсивную переработку.

*Северные Аппалачи* по своему положению в Аппалачско-Уачитском поясе, очертаниям и размерам сходны с Южными Аппалачами, но рез-



ко отличаются от них строением и типом развития. В настоящее время Северные Аппалачи имеют структуру крупного сложноскладчатого синклинория (мегасинклинория), сложенного образованиями нижнего и среднего палеозоя (кембрия — среднего девона), в юго-восточной, суженной, части мегасинклинория сильно метаморфизованными. Основную часть мегасинклинория образует широкая Акадская зона, в которой выделяется ряд антиклинориев и синклинориев второго порядка (см. рис. 18). Вдоль северо-западного края мегасинклинория протягивается узкая зона Нотр-Дам интенсивно складчатых слоев кембрия — ордовика, образующих ряд тектонических покровов, надвинутых на край Канадского щита. На небольшом участке юго-западного края Северных Аппалачей выделяется Таконская зона развития пород кембрия — ордовика южноаппалачского типа с тектоническими покровами пород зоны Нотр-Дам. Возможно, что под покровами этой зоны Таконская зона протягивается вдоль края Канадского щита и далее к северо-востоку. Основной завершающей складчатостью в Северных Аппалачах была акадская складчатость в середине девона, сопровождавшаяся крупными интрузиями гранита. Ей предшествовала складчатость на рубеже раннего и среднего ордовика и в конце ордовика (таконская), проявившаяся в основном в Таконской зоне и в зоне Нотр-Дам.

В Ньюфаундлендском сегменте выделяются три четко обособленные зоны: северо-западная — Фанди; центральная — Гандер; юго-восточная — Авалонская, из которых две первые протягиваются также в Североаппалачскую систему. Краевые зоны Ньюфаундлендской системы — Фанди и Авалонская — имеют между собой много общего. В их строении принимают участие метаморфические и интрузивные породы древнее верхней части верхнего протерозоя, несогласно перекрытые мощными толщами слабометаморфизованных пород верхней части верхнего протерозоя, которые с небольшим несогласием кроются неметаморфизованными маломощными слоями кембрия — нижнего ордовика. В Авалонской зоне слои верхов верхнего протерозоя и палеозоя лишь слабо складчатые, в связи с чем эту зону называют Авалонской платформой. В зоне Фанди складчатость тех же слоев более интенсивна. Зона Гандер (центральная) имеет характер грабенообразного синклинория. В комплексе выполняющих последний слоев палеозоя выделяются два структурных этажа: нижний — кембро-раннеордовикский и верхний — ордовикско-силурийский, разделенных несогласием. Слои синклинория смяты в складки и прорваны крупными массивами гранита в эпоху акадской (?) складчатости. В целом строение и развитие зоны Гандер близки к таковым Акадской зоны Северных Аппалачей.

В 250—300 км от берега Мексиканского залива складчатый палеозой Южных Аппалачей s.str. погружается под слои мезокайнозоя прибрежной равнины Мексиканского залива (Голф-Коста). Дальнейшее продолжение аппалачских структур долго было предметом дискуссий. Но буровыми работами последних лет установлено, что они, изгибаясь, протягиваются в складчатую систему Уачиты и прилегающий к ней с севера Арканзасский прогиб, причем обе эти структурные единицы продолжают в основном к западу прогиб Блек-Уориор. Внутренняя же область Южных Аппалачей s.str., сильно суженная и редуцированная у своего юго-западного края, дальше к юго-западу (в пределах Голф-Коста), по-видимому, выклинивается, переходя в структуры иного (платформенного?) типа.

Западным продолжением зоны Арканзасского бассейна является, возможно, расположенный уже внутри платформы бассейн Анадарко, примыкающий с севера к внутриплатформенной палеозойской складча-



той системе Вичита. Последняя как бы продолжает к западу систему Уачиты, от которой, однако, она отличается простотой структуры и платформенным типом отложений палеозоя большой мощности. За продолжение системы Уачиты геологи США принимают небольшой выход складчатого палеозоя в районе Маратона в юго-западном Техасе. Предполагается, что между системами Уачиты и Маратона складчатый пояс образует резкий сигмоидальный изгиб, обходя с востока платформенное поднятие Льяно.

Между видимым, не перекрытым чехлом мезокайнозоя, внутренним краем Южноаппалачской s.str. системы и Атлантическим океаном располагается область Приатлантической равнины, Флориды и Голф-Коста. К этой же области принадлежат акватория Мексиканского залива, п-ов Юкатан и, вероятно, Багамские и Большие Антильские острова. Палеозойские образования в пределах этой обширной области почти неизвестны, в связи с чем о ее палеозойской структуре и характере палеозойской истории можно высказывать лишь более или менее обоснованные предположения.

Под Приатлантической равниной предполагается с достаточным основанием продолжение к юго-востоку структур Пидмонта. В северной Флориде и южной Джорджии скважинами вскрыты полого залегающие слои палеозоя платформенного типа, что дает основание выделять здесь Флоридскую плиту с допалеозойским или с доверхнекембрийским фундаментом. К этой плите относятся, вероятно, п-ов Флорида и прилегающий к нему район Багамских островов. Соотношение Флоридской плиты с Пидмонтом и юго-восточным окончанием Южных Аппалачей остается неясным. Возможно, что палеозой Флоридской плиты следует рассматривать как образования чехла складчатой области Пидмонта. В пределах Больших Антильских островов палеозойские отложения неизвестны, и об их палеозойской истории и структуре даже предположительно судить трудно. В области Голф-Коста, акватории Мексиканского залива и п-ова Юкатан скорее всего располагается погруженный древний (докембрийский?) массив, значительно переработанный, по видимому, в различные эпохи палеозоя и мезокайнозоя.

Складчатые сооружения **Северных Восточных Атлантид** протягиваются от западного побережья Ирландии до северной оконечности Гренландии, Шпицбергена и Скандинавии на расстояние около 3500 км. В палеозое, до «раскрытия» Атлантического океана, они имели вид пучка, сжатого на юге, в пределах Британских островов, и расширявшегося к северу, возможно в результате вклинивания в него южного угла Баренцевоморской плиты. С наибольшей полнотой все элементы Северных Восточных Атлантид прослеживаются на территории Великобритании, с которой в связи с этим удобно будет начать их рассмотрение.

На севере Великобритании и на расположенных у ее северо-западного побережья Гебридских островах с северо-запада на юго-восток выделяются три основные структурно-геологические единицы (зоны): Гебридская, Грампианская, Каледонская.

*Гебридская зона* охватывает Гебридские острова и район Северо-Западных нагорий Шотландии. От следующей к юго-востоку Грампианской зоны она отделяется линией пологого — Мойнского — надвига, по которому докембрийские породы Грампианской зоны, слагающие Северное и Грампианское нагорья Шотландии, надвинуты на раннепалеозойские образования Гебридской зоны, развитые в пределах узкой продольной долины, отделяющей Северо-Западные нагорья от Северных. Как уже отмечалось, верхнепротерозойские и нижнепалеозойские



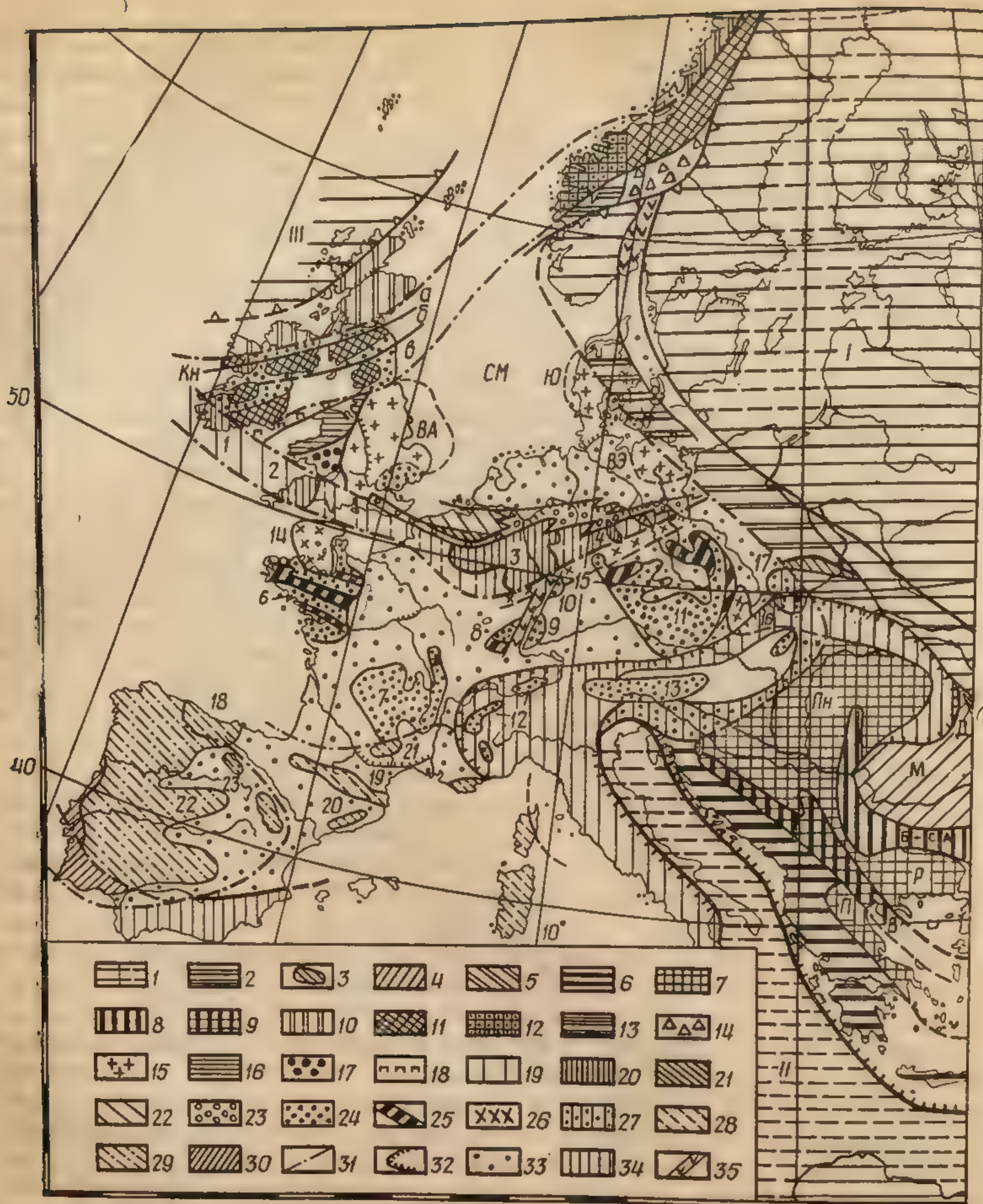


Рис. 19. Основные структурно-геологические элементы геосинклинального этапа развития европейских Атлантид.

- Структурно-геологические элементы
- I. Область обрамления Атлантид.** 1—7 — платформы: 1 — участки Восточно-Европейской (I), Африкано-Аравийской (II) и Северо-Американской (III) платформ, не затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой (пунктир под морем); 2—6 — окраинные участки платформ, затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой: 2 — Датско-Польская параплатформа и платформа (геоблок); 3 — геосинклинальная система Свентокшиских гор в ее пределах; 4—5 — Южно-Русская пара-Каспийский), 5 — Кавказско-Добруджинская (Д) геосинклинальная система; 6 — северная окраина Паннонско-Анатолийский геоблок; 7 — срединные массивы (Пн — Паннонский, Р — Родопский, П — Пелагонийский), 8—9 — геосинклинальные системы: 8 — Балкано-Североанатолийская (Б — СА), 9 — Вардарская (В).
- II. Северные Атлантиды.** 10—14 — Каледонский геосинклинальный пояс: 10 — Грампианская зона (Кн — Конемарский выступ) Британского сегмента пояса и Норландская зона его Скандинавского сегмента; 11 — выходы на поверхность геосинклинальных складчатых комплексов Каледонской зоны Британского сегмента и Тронхеймской зоны Скандинавского сегмента пояса (а, б, в — подзоны: а — Срединной долины, б — Южной возвышенности Шотландии, в — Озерного округа Британского сегмента каледонид); 12 — выступ докембрийского основания; 13 — Ютунхеймский «складчатый грабен»; 14 — спарагмитовое поле южной Норвегии; 15—18 — Североморский геоблок (СМ): 15 — древние массивы (ВЭ — Восточноэльбский, Ю — Ютландский, ВА — Восточной Англии); 16—17 — Уэльский блок: 16 — раннепалеозойский (Е —  $S_1$ ) прогиб, 17 — среднепалеозойский ( $S_2$  — D) прогиб; 18 — кристаллический порог Англии; 19—23 — Рено-





Рис. 19. Основные структурно-геологические элементы геосинклинального этапа развития европейских Атлантид.

Структурно-геологические элементы  
 I. Область обрамления Атлантид. 1-7 — платформы: 1 — участки Восточно-Европейской (I), Африкано-Аравийской (II) и Северо-Американской (III) платформ, не затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой (пунктир под морем); 2-6 — окраинные участки платформ, затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой; 7 — участки платформ, затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой.



слои Гебридской зоны не метаморфизованы и вне зоны влияния Мойнского надвига залегают спокойно, что и позволяет их рассматривать как образования платформенного типа, а область их развития — как окраинный участок Северо-Американской платформы.

**Грампианская зона**, называемая обычно зоной метаморфических каледонид, занимает область Северного и Грампианского нагорий Шотландии (рис. 19). Она сложена метаморфизованными и сложноскладчатыми толщами верхнего докембрия, а у юго-восточной границы зоны — нижнего и среднего кембрия. От следующей к юго-западу Каледонской зоны она отделена крупным разрывом — Краевым разрывом Грампианского нагорья. Геосинклинальный этап развития Грампианской зоны завершился в середине кембрия, в эпоху ранней салаирской складчатости, и, следовательно, зона, о которой идет речь, представляет собой раннесалаирское складчатое сооружение.

**Каледонская зона** — основной элемент Северных Восточных Атлантид. В пределах Великобритании эта зона охватывает Срединную долину Шотландии, Южную возвышенность Шотландии и территорию Озерного округа северной Англии. В ее составе выделяются три подзоны (а, б, в на рис. 19). К ней относится также большая средняя часть Ирландии. Основную часть складчатого комплекса Каледонской зоны составляют интенсивно складчатые, но не метаморфизованные слои верхнего кембрия (?), ордовика и силура, смятые в складки в эпоху каледонской (позднекаледонской) складчатости, вследствие чего данную зону называют зоной неметаморфических каледонид, противопоставляя ее метаморфическим каледонидам (салаиридам) Грампианской зоны. На юго-востоке Каледонская зона граничит с Североморским геоблоком, в частности со складчатым сооружением Уэльса, от которого она отделяется кристаллическим «порогом» Англси.

В качестве северо-восточного продолжения Каледонской зоны Британских островов рассматривается обычно складчатая система Скандинавских каледонид, палеозойский геосинклинальный комплекс которых также включает в основном слои верхнего кембрия (?), ордовика и силура, интенсивно смятых в эпоху позднекаледонской складчатости, в конце силура. Но помимо этих слоев в складчатой структуре Скандинавских каледонид существенную роль играют также слои верхнего протерозоя — спарагмита (см.: Леонов, с. 278—281), образование которых отделялось от времени формирования палеозойского геосинклинального комплекса длительным перерывом. Структура Скандинавских каледонид сложна. В ней различают три основные зоны, кулисообразно

---

*герцинский пояс:* 19 — Реногерцинская зона; 20 — выходы на поверхность в ее пределах палеозойских геосинклинальных образований (массивы: Южноирландский (1), Корнуэлльско-Девонширский (2), Рейнско-Арденский (3), Гарца (4), Флехтингена (5)); 21—23 — Вестфальско-Брабантская зона: 21 — выход на поверхность палеозойских геосинклинальных образований Брабантского массива, 22 — погруженная часть Брабантского массива, 23 — позднегерцинский комплекс зоны.

**III. Центральные Атлантиды.** 24—27 — Франко-Богемский геоблок: 24—25 — выходы на поверхность палеозойских и допалеозойских образований блока (массивы: Армориканский (6), Центральный Французский (7), Вогез (8), Шварцвальда (9), Оденвальда (10), Богемский (11), Внешней зоны Западных Альп (12), Центральной кристаллической зоны Восточных Альп (13)), 24 — допалеозойские (преимущественно позднепротерозойские) образования и палеозойские граниты, 25 — палеозойские суперкрупные образования, 26 — древние (допозднепротерозойские) массивы (Сарния (14), Среднегерманский порог (15), Бруния (16)), 27 — зона развития позднепалеозойских отложений по юго-восточной периферии геоблока (Верхнесилезский каменноугольный бассейн (17)).

**IV. Южные Атлантиды.** 28 — Астурийско-Пиренейский геоблок — выходы на поверхность палеозойских и допалеозойских образований геоблока (Астурия (18), Пиренеи (19), Каталонские горы (20), Черная гора (21)); 29 — то же Иберийского геоблока (Испанская мессета (22), Иберийские горы (23)); 30 — то же Южнопортугальской зоны.

**Прочие обозначения:** 31 — границы зон и геоблоков; 32 — граница Альпийского пояса; 33 — площади, закрытые чехлом мезокайнозоя и негеосинклинальными образованиями позднего палеозоя (D — P); 34 — то же в пределах Альпийского пояса; 35 — Рейнский грабен и грабен Осло



сменяющие одна другую с юго-востока на северо-запад: Спарагмитовую, включающую на западе Ютунхеймский «складчатый грабен»; Тронхеймскую и Норландскую, сложенную, как и первая из этих трех зон, слоями спарагмита, только сильно метаморфизованными.

Каледонская зона Британских островов находит, по-видимому, продолжение и в юго-западном направлении — в зоне Гандер Ньюфаундлендской системы Аппалачско-Уачитского пояса, что позволяет говорить о протяженном (до 5000 км) геосинклинальном складчатом Каледонском поясе.

Северного продолжения Грампианской зоны Британских островов неизвестно, и, по-видимому, в этом направлении она выклинивается. Неясным остается вопрос и о ее юго-западном продолжении. Присутствие следов этой зоны в виде серии Флер де Ли (см. рис. 18) предполагается некоторыми геологами в зоне Фанди северного Ньюфаундленда, и, возможно, следовательно, что к юго-западу она протягивается, окончательно выклиниваясь лишь в пределах Ньюфаундленда.

В целом, таким образом, Северные Восточные Атлантиды — область раннепалеозойской (ранне- и позднесалаирской) и среднепалеозойской (позднекаледонской) складчатости. Покровные образования в их пределах развиты слабо. Среди них шире всего представлены характерные для Северных Восточных Атлантид красноцветные континентальные толщи девона — Древнего красного песчаника, — выполняющие различных размеров грабены, распространенные во всех зонах Северных Восточных Атлантид.

**Реногерцинский пояс** (Центральные Восточные Атлантиды) прошел в палеозое два этапа геосинклинального развития: более ранний — кембро-ордовикский, плохо известный, поскольку отвечающий ему складчатый комплекс лишь в отдельных местах выступает на поверхность, и более поздний — девонско-каменноугольный, образования которого в пределах пояса широко распространены и для него типичны. Первый из этих этапов завершился складчатостью — позднесалаирской? или раннекаледонской?, — после которой некоторое время геосинклинальные черты развития в Реногерцинском поясе не проявлялись. Восстановление (регенерация) геосинклинального режима произошло в его пределах в начале девона и совпало во времени со складчатостью (позднекаледонской) и воздыманием прилегающих к нему с севера областей. На девонско-каменноугольном этапе геосинклинальное развитие было интенсивным, но непродолжительным и в середине карбона завершилось судетской фазой герцинской складчатости. Последним актом геосинклинального развития Реногерцинского пояса было возникновение у его северного края нового — краевого — прогиба, который, однако, еще быстрее основного Реногерцинского прогиба прошел цикл геосинклинального развития, завершившегося в конце карбона астурийской фазой герцинской складчатости. Складчатый комплекс краевого прогиба (Вестфальской зоны) представлен угленосной толщей среднего-верхнего карбона с крупными промышленными залежами каменного угля, благодаря чему данную зону часто называют угольным поясом.

В отличие от Северных Восточных Атлантид и Реногерцинского пояса **Ц. и Южн. Восточные Атлантиды** характеризуются блоковой, местами зонально-блоковой, структурой. В их составе могут быть выделены три крупных геоблока: Франко-Богемский, Астурийско-Сардинский и Иберийский, границы между которыми условны и могут проводиться, по-видимому, различным образом.

Обширный **Франко-Богемский геоблок** характеризуется широким развитием докембрийских образований и гранитных плутонов, внед-



рившихся большей частью в эпоху герцинской складчатости. В классической схеме расчленения западноевропейских палеозоид (Коссмат, 1927) в области Франко-Богемского геоблока выделялись две зоны: северная — Саксотюрингская и южная — Молданубская. Это разделение осуществлялось, однако, лишь в восточной части геоблока. Но даже и здесь различие зон схемы, предложенной Коссмадом, оказывается очень нечетким.

В течение палеозоя Франко-Богемский геоблок никогда, по-видимому, не характеризовался в целом геосинклинальными чертами развития. В его пределах на протяжении различных отрезков геологического времени и на различных его участках возникали и развивались геосинклинальные прогибы, разнообразные как по составу заполнивших их суперкрустальных пород, так и по характеру складчатости и метаморфизма последних в эпоху герцинской складчатости, завершившей геосинклинальный этап их развития.

К *Астурийско-Сардинскому геоблоку* относятся палеозойские образования Кантабрийских (Астурия), Пиренейских и Каталонских гор; южной окраины Центрального Французского массива (Черная гора); о. Сардиния и о. Менорка (Балеарские острова); массивов Большой Кабил и Малый Кабил на Атласском побережье Африки и, по-видимому, ряда других районов Западного Средиземноморья. Данный геоблок выделяется широким развитием в составе палеозойских отложений карбонатных образований, проявлениями раннепалеозойской складчатости и некоторыми другими особенностями. На альпийском этапе он вторично подвергся на ряде участков геосинклинальной переработке, значительно затемнившей особенности его палеозойского развития.

Большим своеобразием отличаются строение и геологическая история *Иберийского геоблока*. Несмотря на значительную ширину, его развитие протекало довольно однотипно, и те дробные зоны, которые в его пределах выделяются, подчеркивают лишь некоторые детали строения и развития отдельных его участков. Складчатый комплекс Иберийского геоблока сложен мощной, в основном терригенной, толщей, включающей слои от верхнего протерозоя до нижней части среднего девона. В середине девона здесь имела место складчатость (основная?), после которой в отдельных прогибах накапливались еще отложения верхнего девона, также впоследствии смятые в складки. Залегающие снова несогласно отложения карбона (в верхней части угленосные) развиты лишь кое-где по южной окраине геоблока.

На юго-западной окраине Иберийского геоблока выделяется *Южно-Португальская зона*, на западе срезанная океаном, а на востоке — перекрытая складчатыми образованиями Альпийского пояса. Ее складчатый комплекс, основание которого нигде на поверхность не выступает, сложен согласно залегающими слоями верхнего девона и нижнего карбона, смятыми в судетскую фазу герцинской складчатости, в составе которых существенную роль играют различные вулканогенные образования. К Южно-Португальской зоне приурочен ряд крупных месторождений колчеданных руд, благодаря которым эта зона известна под названием Пиритового пояса.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Значительное разнообразие в характере геологической истории различных структурно-геологических единиц области Атлантид делает невозможным выделение для всей обширной территории Атлантид об-



щих для нее drobных этапов геологического развития. Очевидно, что общее значение могут иметь лишь наиболее крупные этапы. Но даже они проявляются в области Атлантид не повсеместно и не всегда однозначно.

Для палеозоя и позднего протерозоя для Атлантид могут быть выделены четыре основных этапа геологического развития: эопалеозойский, раннепалеозойский (каледонский), среднепалеозойский (герцинский), позднепалеозойский (постгерцинский). На протяжении эо- и раннепалеозойского этапов вся область Атлантид характеризовалась геосинклинальным режимом развития. На среднепалеозойском этапе развитие Атлантид отличалось наибольшей сложностью и разнообразием: в одних поясах и зонах оно сохранило еще геосинклинальный характер, в других приобрело уже черты постгеосинклинального (орогенного) режима. Наконец, на позднепалеозойском этапе, с завершением герцинской складчатости, вся область Атлантид утрачивает черты геосинклинального развития и приобретает характер складчатой области, который она сохраняет вплоть до настоящего времени.

Эопалеозойский этап уходит обычно своими корнями в поздний протерозой, захватывая в разных зонах различную часть последнего, вплоть до всего (?) позднего протерозоя в некоторых случаях. Окончание данного этапа определяется развитием в конце кембрия — начале ордовика салаирской складчатости. Нигде, за исключением, возможно, Гебридской и Грампианской зон Северных Восточных Атлантид, в области Атлантид салаирской складчатостью геосинклинальное развитие не завершается. Для области Атлантид эта складчатость имела, таким образом, промежуточный характер. Хронологически рассматриваемый этап заканчивается большей частью в середине или в конце нижнего ордовика. Обычно данный этап охватывает конец протерозоя, кембрий и начало ордовика (тремадок).

Раннепалеозойский (каледонский) этап в типичном своем выражении отвечает промежутку времени между эпохами позднесалаирской и позднекаледонской складчатости, т. е. большей части ордовика и силуру. Верхний рубеж данного этапа четко выражен во всех зонах Северных Восточных Атлантид. Местами достаточно четко он выражен также в других частях Атлантид; однако на участках, где каледонская складчатость не проявлялась и где одновременные ей изменения в характере развития не отмечаются, положение рубежа, о котором идет речь, становится неопределенным. Он может быть установлен в этих случаях либо условно на границе силура и девона, либо на более высоком или более низком уровне, где отмечаются следы изменений в режиме развития, подобные тем, которые вызваны проявлениями каледонской складчатости. Роль, аналогичную последней, в ряде районов Атлантид играет акадская складчатость конца среднего — начала позднего девона. Акадская складчатость может рассматриваться как наиболее поздние проявления каледонских движений и одновременно как событие, завершающее каледонский этап развития, который оказывается при этом несколько удлиненным. Подобную роль в зоне Хребтов и Долин Южных Аппалачей играет таконская складчатость конца ордовика — начала силура, завершающая раннепалеозойский (каледонский) этап развития в данной зоне, несколько укороченный здесь. Каледонской или акадской складчатостью геосинклинальное развитие многих районов Атлантид завершается. В других районах каледонская складчатость, как и таконская, а в некоторых зонах и акадская, сыграла лишь предварительную роль и не изменила геосинклинального хода их развития.



Среднепалеозойский (герцинский) этап развития Атлантид охватывает эпоху, начало которой определяется завершением каледонской или акадской складчатости, а конец — завершением герцинской складчатости. В типичном своем развитии данный этап отвечает девонскому периоду и первой половине каменноугольного периода. В районах проявления акадской складчатости он оказывается сильно укороченным, а в зоне Хребтов и Долин, где предыдущий этап завершается таконской складчатостью, наоборот, несколько удлиненным. Как уже отмечалось, на данном этапе развитие одних участков Атлантид имеет еще геосинклинальный характер, в то время как развитие других — уже постгеосинклинальный (квазиплатформенный) характер, что создает сложную картину взаимоотношений различных обстановок осадконакопления, магматизма и тектонических движений.

Позднепалеозойский (постгерцинский) этап развития Атлантид начинается со второй половины карбона и охватывает пермский период. Почти повсеместно данный этап выделяется достаточно четко и однозначно.

### **ЭОПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ АТЛАНТИД**

Как и в других палеозойских складчатых областях, геологическое развитие Атлантид уходит своими корнями в поздний докембрий. Обычно образования позднего докембрия, принимающие участие в строении складчатых комплексов Атлантид, имеют радиометрический возраст не более 800—900 млн. лет. Докембрий древнее 1000 млн. лет образует уже метаморфический фундамент Атлантид.

В Грампианской зоне Северных Атлантид поздний докембрий тесно связан с нижним-средним кембрием, образуя вместе с ним единый согласно дислоцированный и метаморфизованный складчатый комплекс, подобный салаирскому комплексу юго-западного обрамления Сибирской платформы (см.: Леонов, с. 307). Здесь мы имеем дело с единой цепью событий, завершившихся во второй половине кембрия складчатостью, отвечающей по времени салаирской.

Непрерывность позднепротерозойско-кембрийского развития имела также место в некоторых районах Иберийского геоблока Южных Атлантид. Но здесь кембрийское развитие столь же непрерывно продолжается и дальше, вплоть до первой половины девона, что делает условным не только разделение эопалеозойского этапа, но и отделение его от следующего — раннепалеозойского — этапа. На всей остальной территории Атлантид кембрий (или более высокие слои палеозоя) залегает обычно на слоях протерозоя с разрывом и более или менее резко выраженным несогласием, возникновение которого связано с проявлениями орогенических движений, соответствующих по времени байкальской складчатости. При подобном типе соотношений эопалеозойский этап естественно распадается на раннюю — позднепротерозойскую и позднюю — кембрийско-раннеордовикскую стадии.

### **ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАМПИАНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНЫХ АТЛАНТИД**

В составе позднепротерозойско-раннекембрийского комплекса Грампианской зоны выделяются две серии слоев: нижняя — серия Мойн и верхняя — серия Дальред. Мойн отвечает верхнему протерозою, Дальред — верхней части верхнего протерозоя и нижнему-среднему кембрию.



Серия Мойн слагает Северное нагорье Шотландии и выступает в ядрах антиклиналей в области Грампианского нагорья, сложенного в основном слоями Дальреда. Серия Мойн несогласно и трансгрессивно налегает на гнейсы льюисского комплекса, образующего фундамент складчатого комплекса Грампианской зоны. Мойн — это глубоко метаморфизованная толща (общей мощностью до 6000—8000 м) первично осадочных пород, превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы. Она имеет грубоциклическое строение: мощные пачки метаморфизованных кварцевых и аркозовых песчаников с сохранившимися местами следами кривой и градиционной слоистости чередуются в ней с менее мощными пластами пород первично глинистого или песчано-глинистого состава.

Серия Дальред имеет более сложный состав. Она разделяется на три группы слоев — нижний, средний, верхний Дальред, — суммарная мощность которых превышает 10 000 м. Нижний Дальред слагается толщей известняков и кварцитов, согласно и без перерыва сменяющих вверх по разрезу слои Мойна. Средний Дальред начинается широко распространенным горизонтом ледниковых (ледниково-морских) образований валунным слоем Портаскейг, залегающим с размывом на слоях нижнего Дальреда. Выше следует фациально изменчивая толща кварцитов, аспидных сланцев, гравелитов, иногда также известняков и конгломератов. Верхний Дальред начинается горизонтом известняков, выше которых, отчасти фациально их замещая, следует толща граувакк, глинистых сланцев, гравелитов с линзовидными прослоями известняков и покровами основных вулканических пород. В линзах известняка, подчиненных самым верхним слоям Дальреда (гравелитам Лени), встречены остатки трилобитов рода *Pagetia* (подкласса *Miomera*), указывающие на ранне-среднекембрийский возраст вмещающих слоев.

Дальред, и особенно верхний Дальред, метаморфизован слабее слоев Мойна, в связи с чем первичный характер слагающих его пород устанавливается вполне уверенно. Верхний Дальред выделяется еще одной важной особенностью состава: в то время как обломочный материал нижележащих слоев характеризуется высокой степенью зрелости — хорошей сортировкой и преимущественно кварцевым составом, обломочный материал верхнего Дальреда незрелый — плохо отсортирован и по составу преимущественно граувакковый. Это изменение состава обломочного материала указывает на возникновение на рубеже среднего и верхнего Дальреда новых близко расположенных источников сноса. Их появление могло быть связано со складчатостью и воздыманием северо-западной части Грампианской зоны, сложенной породами Мойна.

Особое место в разрезе Грампианской зоны занимает граувакково-сланцевая толща Макдафф, распространенная на небольшом участке на северо-востоке Грампианского нагорья в округе Банф. В сланцах Макдафф встречены споры нижнеордовикского типа, а также остатки граптолита *Monograptus priodon*, указывающие на уинлоксско-лудловский возраст вмещающих отложений. Сланцы Макдафф считаются верхним членом разреза верхнего Дальреда Банфа, изолированный участок развития которого характеризуется простой мультислойной структурой. Слагающий его комплекс слоев трактуется или как тектонический покров (покров Банф), или, что представляется более правильным, как нормально синклинально залегающая серия слоев. Слои Макдафф залегают, по-видимому, трансгрессивно, и время их накопления отделено значительным перерывом от эпохи формирования слоев Дальреда.



Следовательно, они не должны включаться в состав Дальреда и не должны учитываться при определении его возраста.

Образования, сходные с Мойном — Дальредом Грампианской зоны, развиты также на крайнем западе Каледонской зоны, в Ирландии, где они выделяются под названием сланцев Конемара. По-видимому, образования того же типа и возраста подстилают на глубине палеозойские отложения центральной (Срединной долины) и юго-восточной (Южно-Шотландской возвышенности) подзон Каледонской зоны.

#### ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТАДИЯ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА

#### Северные Восточные и Арктические Атлантиды

Метаморфические породы серии Мойн Грампианской зоны переходят к северо-западу в толщу слабо или совсем не метаморфизованных в основном континентальных обломочных образований торридонского комплекса, распространенных в **Северо-Западном нагорье Шотландии**. Слои Торридона, как и Мойна, залегают резко несогласно на метаморфических породах льюисского комплекса более древнего протерозоя и, в свою очередь, с небольшим несогласием — ассинтским — перекрываются базальными слоями кембрия (рис. 20). Вдоль границы с Грампианской зоной слои Торридона и кембрия интенсивно деформированы, но дальше к северо-западу залегают спокойно.

В составе торридонского комплекса, достигающего 8000—9000 м общей мощности, выделяются две группы слоев: нижняя — Стор и верхняя — Торридон s.str., формирование которых разделялось эпохой перерыва и денудации. Группа Стор, распространенная в северо-западной части Северо-Западного нагорья, имеет циклическое строение и распадается на ряд пачек, каждая из которых начинается грубозернистым косослоистым песчаником с хорошо окатанной кварцитовой и гнейсовой галькой и заканчивается слоями тонкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев, возможно озерного происхождения.

Верхняя группа — Торридон s.str., — более широко распространенная, начинается с маломощной, но характерной свиты Дайабег — толщи глинистых серых сланцев и красных плитчатых песчаников, заключающей местами линзы гнейсовых брекчий. Выше следует основная часть группы — свиты Эпплрос и Олтби, представленные мощной толщей красных косослоистых грубых аркозовых песчаников, заключающих в своей нижней половине (в свите Эпплрос) обильную гальку кварца, порфиоров и других пород. Венчаются торридонская группа и торридонский комплекс в целом свитой Койллич-Хед — правильного переслаивания красных и коричневатых песчаников и серых сланцев, которым подчинены прослои известняков и конкреций фосфорита.

Торридонский комплекс формировался в условиях интенсивно погружавшейся предгорной впадины, морфологически — предгорной равнины, ограниченной на северо-западе горами, а на юго-востоке переходящей в морской бассейн, от которого она отделялась, по-видимому, нешироким барьером суши. В конце торридонского времени эта предгорная равнина погрузилась, вероятно, под уровень моря и в ее пределах, уже в морских условиях, отложились слои свиты Койллич-Хед с прослоями известняка и конкрециями фосфорита. Но вскоре произошли поднятие, небольшая деформация и размыв слоев торридонского комплекса. Лишь после этого континентального перерыва, возможно довольно продолжительного, последовала трансгрессия кембрийского моря.



Радиометрические датировки показывают, что накопление слоев торридонского комплекса происходило в промежутке 1000—650 млн. лет. Для пород группы Стор имеются определения в  $935 \pm 24$  млн. лет, для пород торридонской группы —  $751 \pm 24$  млн. лет. Верхний предел возраста льюисского комплекса, подстилающего слои Торридона и Мойна, определяется в 1120 млн. лет.

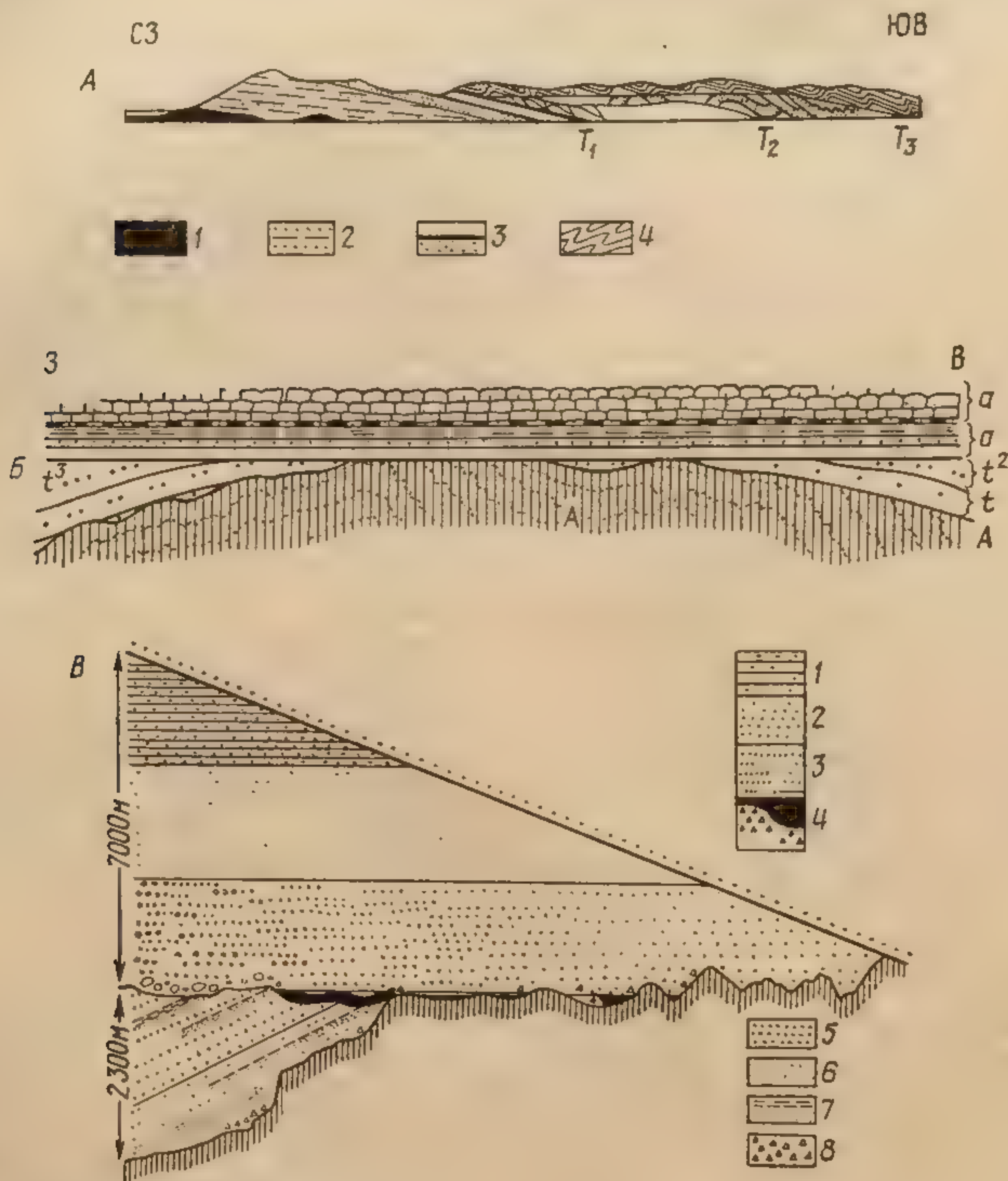


Рис. 20. Строение и условия залегания торридонского комплекса.  
 А — схематический профиль через Северо-Западные нагорья Шотландии, показывающий взаимоотношения льюисских, торридонских, кембрийских и мойнских пород и структуру зоны Мойнского надвига: 1 — льюисский комплекс, 2 — Торридон, 3 — кембрий, 4 — Мойн.  
 Б — ассинтское несогласие на крайнем севере Шотландии (Гебридский выступ Северо-Американской платформы): А — льюисский комплекс, т — торридон, а — кембрий.  
 В — схема строения торридонского комплекса. Группа Торридон s.str.: 1 — циклически построенная толща красных песчаников и серых глинистых сланцев; 2 — красные косослоистые аркозовые песчаники; 3 — красные косослоистые аркозовые песчаники с гальками кварца, порфирита и др.; 4 — локально распространенные красные плитчатые песчаники и серые глинистые сланцы. Группа Стор: 5 — косослоистые красные песчаники с хорошо окатанными гальками кварцитов и гнейсов; 6 — красные плитчатые песчаники; 7 — циклически построенная толща красных глинистых сланцев и тонкозернистых глинистых песчаников; 8 — локально распространенные брекчин

Образования позднего протерозоя, сходные с Торридоном, отчасти также с Мойном — Дальредом северной Шотландии, широко представлены в складчатых комплексах северной части Гебридской зоны — в Восточной Гренландии и на Шпицбергене.



В Восточной Гренландии верхний протерозой распространен в основном в зоне фьордов к северу от залива Скорсби. Слои верхнего протерозоя здесь не метаморфизованы и слабо складчаты. Западнее, в более внутренней зоне побережья, приближенной к краю платформы, те же образования подверглись интенсивной складчатости и метаморфизму.

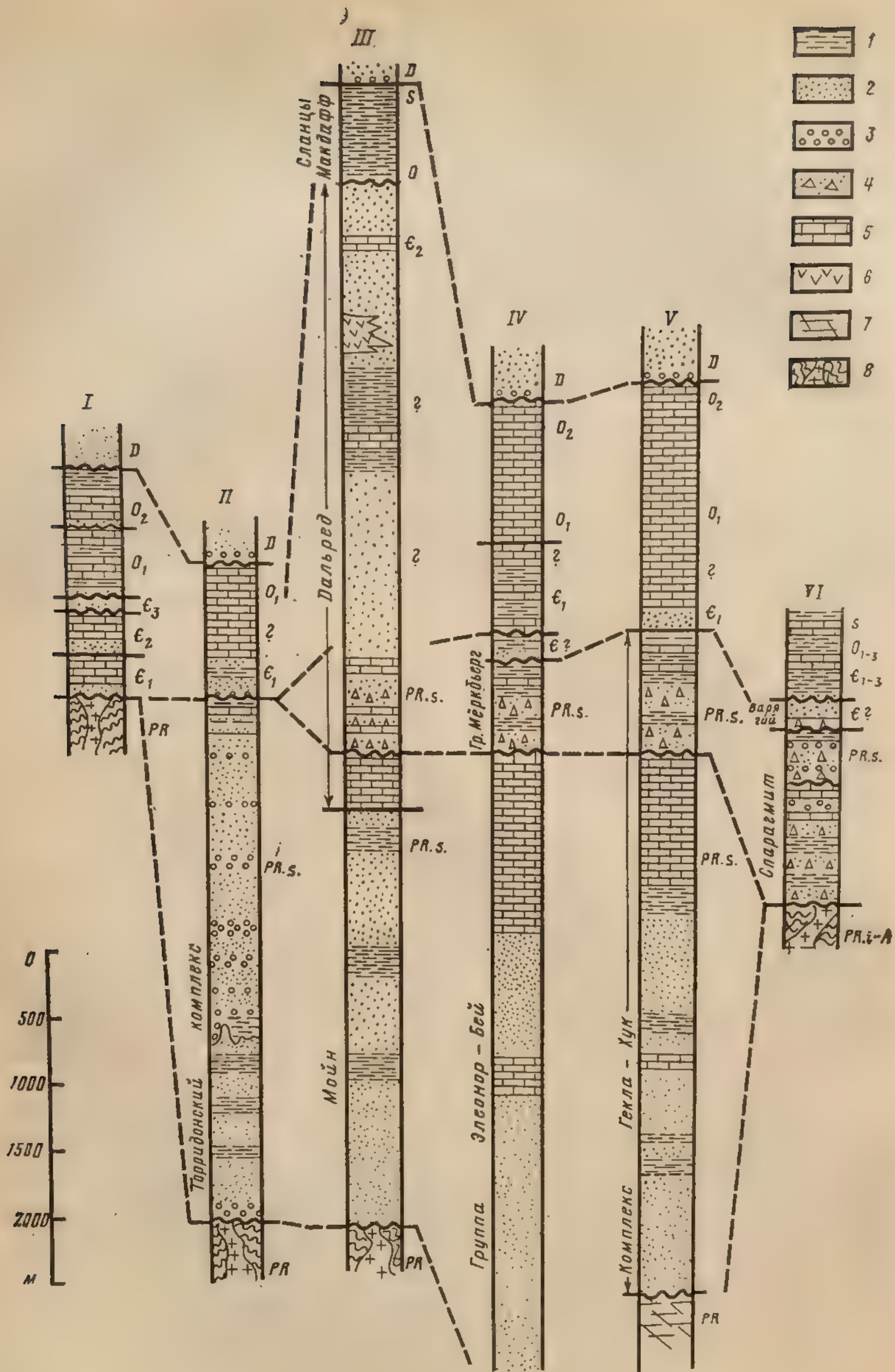
Верхний протерозой Восточной Гренландии расчленяется на две группы слоев: группу Элеонор-Бей, внизу, и группу Мёркебьерг, вверху (рис. 21). Более мощная, до 10 000 м, и более широко распространенная группа Элеонор-Бей в своей большей (до 8000 м) нижней части сложена кварцитами и кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Примерно в средней части этой кварцевой толщи прослеживается пачка (150—200 м) темных известняков. Верхняя часть группы Элеонор-Бей, мощностью до 2000 м, состоит из толщ глинисто-карбонатных пород: в нижней половине — чередованием слоев пестроокрашенных (красных, желтых, зеленых) аргиллитов, мергелей, известняков, а в верхней — толщ темных и светлых известняков, часто строматолитовых с прослоями аргиллитов и известняковых брекчий. Основание группы Элеонор-Бей в зоне фьордов неизвестно. В более западной метаморфической зоне установлено ее несогласное налегание на древний гнейсовый фундамент Северо-Американской платформы. Здесь же отмечается присутствие в ее основании горизонта валунного конгломерата, возможно ледникового происхождения.

Отложения группы Мёркебьерг начинаются толщей с тиллитами, залегающей на размытой поверхности известняков верхней части группы Элеонор-Бей. Тиллитовая толща имеет сложное строение. Слои тиллитов, достигающие мощности 100 м и более, чередуются в ней с пачками кварцевых и аркозовых песчаников и темноокрашенных (до черных) тонкослоистых алевролитов и аргиллитов. В породах присутствует обычно примесь туфогенного материала, указывающая на проявления в эпоху их формирования вулканической деятельности. Общая мощность тиллитовой толщи составляет обычно 250—300 м, достигая местами 500—600 м. Верхняя менее мощная (150—200 м) часть группы Мёркебьерг состоит из толщ чередования слоев доломита, тонкослоистых темных известняков и красных и черных аргиллитов. В верхней части этой толщи в слоях красных аргиллитов встречаются трещины усыхания и отпечатки кристаллов каменной соли, что говорит, по-видимому, об аридных условиях формирования верхних слоев группы Мёркебьерг. Отложения этой группы согласно перекрываются пачкой базальных кварцитов кембрия.

Поздний протерозой Восточной Гренландии отвечает двум крупным циклам осадконакопления — элеонор-бейскому и мёркебьергскому, первый из которых охватывает, возможно, два цикла подчиненного значения. Каждый из циклов начинается мощной терригенной толщей и заканчивается менее мощной глинисто-карбонатной толщей. Для верхнего цикла характерно развитие в его основании тиллитов. Имеются указания на присутствие тиллитов и в основании нижнего, элеонор-бейского, цикла.

Поздний протерозой Шпицбергена обнаруживает большое сходство с восточногренландским. Раньше вместе с вышележащими слоями нижнего палеозоя (кембрия — нижнего ордовика) он выделялся в серию (комплекс) Гекла-Хук (см. рис. 21). В верхней части верхнего протерозоя Шпицбергена также развита тиллитовая толща, подобная группе Мёркебьерг Восточной Гренландии. Ниже по разрезу следует толща карбонатных пород, подстилающаяся в свою очередь толщей переслаи-







вания различных терригенных образований — кварцитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами также конгломератов. В разрезах Шпицбергена серия этих слоев, соответствующих, вероятно, нижней части группы Элеонор-Бей, подстилается мощным комплексом более древних образований (нижней части серии Гекла-Хук), метаморфизованных и включающих местами толщи вулканических пород.

Советскими исследователями тиллитовая толща Шпицбергена датируется вендом. Нижележащая терригенно-карбонатная толща, отвечающая группе Элеонор-Бей Восточной Гренландии, сопоставляется при этом с верхним-средним рифеем. При таком сопоставлении абсолютный возраст нижней части группы Элеонор-Бей и отвечающих ей слоев Шпицбергена должен быть порядка 1200—1400 млн. лет.

Образования верхнего протерозоя, сходные по составу и строению с верхним протерозоем Восточной Гренландии и Шпицбергена, развиты также в скандинавской части Каледонского пояса. Они распространены в северо-западной — Норландской — зоне, на севере которой выделяются под названием спарагмита (см.: Леонов, с. 279). По-видимому, эти образования распространены на протяжении всей Норландской зоны, хотя как «спарагмит» они выделяются лишь в ее северной части. Спарагмит слагает также основную часть складчатого комплекса юго-восточной — Спарагмитовой — зоны скандинавских палеозоид. Спарагмит этой зоны сходен с таковым окраины Балтийского щита, но слои его интенсивно деформированы и метаморфизованы в эпоху каледонской складчатости.

Сопоставление верхнего протерозоя Восточной Гренландии и Шпицбергена с таковым Грампианской зоны показывает их большое сходство (см. рис. 21). Мойн и нижний Дальред сопоставляются с группой Элеонор-Бей, а средний Дальред — с группой Мёркебьерг. В разрезе Грампианской зоны слои, отвечающие верхней, надтиллитовой части группы Мёркебьерг, значительно более мощны и сложнее построены. Наиболее выдержанным членом рассматриваемого комплекса слоев оказывается тиллитовый горизонт основания среднего Дальреда и группы Мёркебьерг.

### Центральные и Южные Атлантиды

В пределах Франко-Богемского геоблока выделяются два типа развития верхнего протерозоя: западный — армориканский (бриоверский), свойственный Армориканскому и Центральному Французскому массивам, и восточный — богемский, свойственный Богемскому массиву.

Верхнепротерозойские образования Армориканского массива известны под названием Бриовера (Briovera — римское название г. Сен-Ло в Нормандии). Бриовер — это мощная (до 15 000 м) сложно-складчатая толща слоев, разделяющаяся на три части: нижний, средний и верхний Бриовер. Слои нижнего и среднего Бриовера сходны по составу, залегают согласно и в равной мере метаморфизованы. Они

Рис. 21. Сводные разрезy верхнего протерозоя — нижнего палеозоя Арктических и Северных Атлантид и смежных участков платформ.

I — Северо-Западный Ньюфаундленд, II — Северо-Западная Шотландия (Гебридский выступ Северо-Американской платформы), III — Северная Шотландия (Грампианская зона), IV — северо-восточная Гренландия, V — Шпицберген, VI — Южная Норвегия (оз. Мьёса — грабен Осло): 1 — глинистые сланцы; алевролиты; 2 — песчаники, кварциты; 3 — конгломераты; 4 — диамиктиты (тиллиты и тиллитоподобные породы); 5 — известняки и доломиты; 6 — вулканические породы основного состава; 7 — метаморфические породы Гекла-Хук; 8 — гнейсы, кристаллические сланцы, прорванные гранитами. Метаморфические породы Мойна и Дальреда показаны знаком исходных осадочных и вулканических пород



противопоставляются верхнему Бриоверу, залегающему несогласно, слабее метаморфизованному и выделяющемуся также некоторыми особенностями своего состава. На севере нижний Бриовер несогласно налегает на метаморфические породы Пентэврия, слагающие древний массив Сарнию, располагавшийся на месте западной части пролива Ла-Манш. Начало накопления слоев Бриовера датируется радиометрически 900 млн. лет. Кроется Бриовер несогласно залегающими на нем слоями нижнего кембрия. Бриовер начинается базальными аркозами и пуддинговыми конгломератами, за накоплением которых последовало излияние основных лав, превращенных последующим метаморфизмом в амфиболиты. Выше следует мощная толща среднего Бриовера — глинистых и характерных для Бриовера темных углисто-кремнистых сланцев (фтанитов) с прослоями песчаников и кварцитов. К этой толще относятся знаменитые фтаниты Ламбаля, из которых были описаны в конце прошлого века древнейшие остатки радиолярий и губок (см.: Леонов, с. 111, 114).

Верхний Бриовер начинается горизонтом песчаников, пуддинговых конгломератов и брекчий, которым приписывается ледниковое (ледниково-морское) образование. Местами с ними сочетаются пачки ленточнослоистых глин (варв), а в некоторых районах — покровы кислых вулканитов. Верхняя часть верхнего Бриовера слагается переслаиванием глинистых сланцев, граувакк, кварцитов, изредка также известняков, принимающим нередко флишеподобный характер. Присутствие в основании верхнего Бриовера ледниковых(?) образований позволяет его сопоставлять со средним Дальредом Шотландии и эквивалентами последнего в других областях северной Атлантики. Накопление слоев верхнего Бриовера завершилось складчатостью, которая, как и складчатость, предшествовавшая верхнему Бриоверу, получила название кадомской (Cadomus — римское название г. Кан в Нормандии). Кадомская складчатость проявилась, таким образом, двумя фазами: между средним и верхним Бриовером и между верхним Бриовером и кембрием.

Сильнометаморфизованные слои Бриовера слагают также основную часть Центрального Французского массива и массива Вогез. Далее к востоку сходные с Бриовером слабо или совсем не метаморфизованные образования верхнего протерозоя («альгонка») распространены в центральной части Богемского массива. Они несогласно налегают здесь на более древние метаморфические толщи молданубского комплекса (Молданубикума) и, в свою очередь, несогласно кроются базальными слоями кембрия. Подобные, но уже сильно метаморфизованные образования распространены и за пределами центральной части Богемского массива, в окаймляющих его горно-складчатых сооружениях Рудных гор, Судет и др. Подобно Бриоверу «альгонк» Богемского массива сложен мощной толщей (до 7000 м) граувакк, глинистых сланцев, кварцитов, а также углистых (графитовых) и кремнистых сланцев. Но уже в отличие от Бриовера средняя часть богемского «альгонка» насыщена покровами и силлами основных вулканических пород — спилитов (в действительности спилиты играют в составе этих вулканических пород подчиненную роль), что позволяет расчленять богемский «альгонк» на доспилитовую, спилитовую и постспилитовую свиты. Последняя из них залегает местами несогласно на более древних слоях «альгонка», с базальными конгломератами в основании, напоминая этим верхний Бриовер Армориканского массива.

В Южных Атлантидах верхний протерозой играет важную роль в строении складчатого комплекса Иберийского геоблока. Он представлен здесь мощной толщей граувакк, глинистых сланцев, кварцитов, сходной



в целом с Бривером Армориканского массива, именем которого она даже иногда обозначается. Но в отличие от Бривера верхний протерозой Иберийского геоблока не включает вулканитов и характерных для Бривера углисто-кремнистых сланцев (фтанитов) и без существенных изменений в составе пород, а в ряде районов и без перерыва в накоплении осадков, сменяется вверх по разрезу слоями кембрия.

В основании верхнего протерозоя Иберийского геоблока присутствует местами толща своеобразных гнейсовидных пород с крупными включениями полевых шпатов, получившая название Олло-де-Сапо (исп. жабий глаз). Эти породы являются частично магматическими образованиями типа гранитов рапакиви, частично — метаморфизованными осадочными породами (гравелитами, дресвянниками), продуктами разрушения и пересотложения тех же рапакивиподобных гранитоидов. Внедрение последних, по аналогии с Балтийским щитом, связывается некоторыми исследователями с установлением в пределах Иберийского геоблока платформенных условий развития, впоследствии снова сменившихся геосинклинальными. Остаток этой гипотетической платформы видят при этом в древнем Гесперийском массиве, образующем центральную зону Иберийского геоблока, окаймленную зонами развития геосинклинальных образований позднего протерозоя («Бривера»).

В целом, таким образом, верхний протерозой Центральных и Южных Атлантид повсеместно представлен песчано-сланцевыми, отчасти кремнисто-сланцевыми толщами, в составе которых карбонатные породы отсутствуют. Ограниченно распространены среди них и вулканические образования, широко представленные только в среднем «альгонке» Богемского массива. Заслуживает внимания, что в пределах Иберийского геоблока распространение верхнего протерозоя связано как будто с линейно вытянутыми прогибами, тогда как в области Франко-Богемского геоблока подобной связи не намечается; возможно, что накопление толщ верхнего протерозоя происходило здесь в изометричных впадинах амфигеосинклинального типа.

### Западные Атлантиды (Аппалачско-Уачитский пояс)

Заложение прогибов Аппалачско-Уачитского пояса относится примерно к той же эпохе, что и время заложения и развития прогиба Кивино у южной окраины Канадского щита (см.: Леонов, с. 136), но в строении этого пояса верхнепротерозойские образования играют незначительную роль. Более древние из них (древнее 1000 млн. лет) составляют отдельные небольшие массивы — выступы фундамента складчатого комплекса пояса. Они расположены вдоль трех четко трассирующихся линий, кулисообразно подставляющих одна другую по простиранию пояса. К наиболее юго-западной из этих линий относятся массивы Голубых гор Южных Аппалачей s.str. и Зеленых гор Северных Аппалачей; к средней — цепочка мелких массивов зоны Фанди Северных Аппалачей и Ньюфаундленда; к наиболее северо-восточной — узкий массив, вытянутый по границе Авалонской зоны и зоны Гандер Ньюфаундленда (см. рис. 18). Более широко распространены в пределах Аппалачско-Уачитского пояса образования верхов верхнего протерозоя — хадриния канадской схемы расчленения докембрия.

В Южных Аппалачах в начале верхней части позднего протерозоя крупный грабенообразный прогиб возник на месте северной части зоны Голубых гор. Верхнепротерозойское выполнение этого прогиба представлено вулканогенной серией Катоктин — основных первично базальтовых зеленокаменноизмененных, отчасти также кислых лав с



прослоями песчаников и конгломератов, до 2000—3000 м мощности. В юго-восточном крыле антиклинория Голубых гор вулканиты Катоكتин замещаются песчано-глинистой флишондной свитой Линчберг. В ее основании распространены линзы валунных конгломератов, которые рассматриваются некоторыми авторами как тиллиты. Серия Катоكتин и свита Линчберг с резким угловым несогласием налегают на кристаллические породы Голубых гор (древнее 1200—1300 млн. лет) и с небольшим несогласием и разрывом кроются базальными кварцитами кембрия (группа Чилхови), эпоха накопления которых отделялась от времени образования вулканитов Катоكتин значительным перерывом. В эпоху этого перерыва, примерно в промежутке 600—800 млн. лет, область прогибания сместилась в юго-западную часть зоны Голубых гор, где за это время сформировалась мощная (свыше 7500 м) осадочная терригенная серия Окон — переслаивания песчаников, глинистых сланцев, граувакк, конгломератов. Как и серия Катоكتин, серия Окон с разрывом и слабым несогласием кроется базальными слоями кембрия.

Образования верхнего протерозоя широко распространены, по-видимому, в зоне Пидмонта, где они распознаются, однако, с большим трудом. Там, где они достаточно уверенно выделяются, они представлены мощными толщами терригенных осадочных (песчаники, конгломераты, сланцы) и различных по составу вулканических пород, сложно-складчатых и метаморфизованных.

В северной части Аппалачско-Уачитского пояса образования верхнего протерозоя наиболее полно представлены в Авалонской зоне Ньюфаундленда. Они слагаются здесь мощной толщей вулканогенных пород, внизу, и осадочных пород, вверху, слабо или совсем не метаморфизованных и в целом слабо складчатых, что и дает основание называть Авалонскую зону Авалонской платформой. В пределах последней основание слоев верхней части позднего протерозоя нигде на поверхность не выступает, кроются они с небольшим угловым несогласием базальными кварцитами кембрия. Авалонское несогласие подобно ассинтскому несогласию между Торридоном и кембрием в северо-западной Шотландии (см. рис. 20). Нижний вулканогенный комплекс образует в восточной части Авалонской зоны горстообразное поднятие — Холирудский горст, — прорезанное интрузией Холирудского гранита с радиометрическим возрастом  $574 \pm 11$  млн. лет. Вулканогенные образования Холирудского горста выделяются в группу Харбор-Мейн, которая слагается лавами и пирокластами, до 2000—2500 м общей мощности, преимущественно кислого (риолиты) и среднего (андезиты) состава с подчиненными пачками осадочных пород — песчаников, сланцев, конгломератов, нередко красноватых. Верхний осадочный комплекс, до 8000 м общей мощности, выполняет широкую синклиналь в центре Авалонской «платформы». На восточном побережье Авалонского полуострова сохранился западный борт второй подобной синклинали. В составе осадочного комплекса выделяется нижняя группа — Конселшен — в основном сероватая, граувакко-сланцевого состава, и верхняя группа — Кабот — красноватая более грубая и фациально изменчивая. В слоях группы Конселшен имеется горизонт диамиктитов, возможно ледникового происхождения. В этих же слоях в последние годы обнаружены многочисленные остатки животных эдиакарского типа.

Верхнепротерозойские образования, сходные с авалонскими, известны и в более западных зонах Ньюфаундленда и Северных Аппалачей — на о. Кейп-Бретон и на юге Нью-Брансуика на западном побережье залива Фанди.



## Североморский геоблок

В пределах Североморского геоблока выходы верхнего протерозоя имеются в Уэльсе и смежных с ним районах Англии. В наиболее полном классическом разрезе Шропшира в составе верхнего протерозоя выделяются две серии слоев: нижняя — Уриконская и верхняя — Лонгмайндская. Уриконская серия слагается вулканическими породами кислого состава; лонгмайндская серия, достигающая 7000—8000 м мощности, — красноцветными, вверху, и сероцветными, внизу, песчаниками, конгломератами, алевролитами, сланцами в основном континентального происхождения. В северо-западном Уэльсе развиты главным образом кислые вулканические породы уриконского типа. Они выделяются здесь под названием Арвония и непосредственно подстилают слои кембрия, возможно, даже связаны с ним постепенным переходом. По возрасту Арвоний соответствует, следовательно, Лонгмайндию или даже моложе его.

В целом разрез верхнего протерозоя Шропшира и Уэльса близок к разрезу Авалонской зоны Ньюфаундленда. Вулканогенная группа Харбор-Мейн отвечает Уриконии разреза Шропшира, а группы Консепшен и Кабот — Лонгмайндию.

### КЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКАЯ СТАДИЯ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА

Почти повсеместно конец протерозоя отмечен в области Атлантид слабыми проявлениями складчатости и связанными с ней поднятиями, которые вызвали значительные перерывы в осадконакоплении. Но эти движения нигде не привели к существенным изменениям в характере развития, и уже с начала кембрия область Атлантид охватывается новой волной погружений, вызвавших развитие морских трансгрессий и накопление морских осадков. Структурно-палеогеографическая обстановка, сложившаяся в области Атлантид в кембрии, сохраняется большей частью и в раннем ордовике. Лишь в дальнейшем, в одних районах несколько раньше, в других несколько позже, она резко меняется.

В области Атлантид могут быть выделены четыре типа разрезов кембрийско-раннеордовикских отложений: уэльско-шропширский, лаврентьевский, средиземноморский, арденнский, специфические черты которых вызваны различиями в ходе геологического развития соответствующих территорий.

#### Уэльско-шропширский тип

Уэльско-шропширский тип, представленный различными терригенными образованиями с фауной «атлантической» провинции, свойствен в Европе главным образом западному параплатформенному обрамлению Восточно-Европейской платформы: Уэльсу, Шропширу и другим районам Североморского и Датско-Польского геоблоков. В европейских (Восточных) Атлантидах отложения данного типа распространены ограниченно, лишь в центральной части Богемского массива, на восточной окраине Франко-Богемского геоблока. Более широко они распространены в Приатлантических районах Западных Атлантид.

Классической областью развития западноевропейского кембрия является юго-западная окраина Североморского геоблока — Уэльс и смежные с ним районы Англии (Шропшир). Эопалеозойский этап за-



канчивается здесь тремадоком, который английские геологи относят обычно еще к кембрию. В Уэльсе отложения кембрия — тремадока распространены на северо-западе, выступая здесь в ядре Харлечского купола, на крыльях антиклинали хр. Падарн и в районе мыса Пенки-

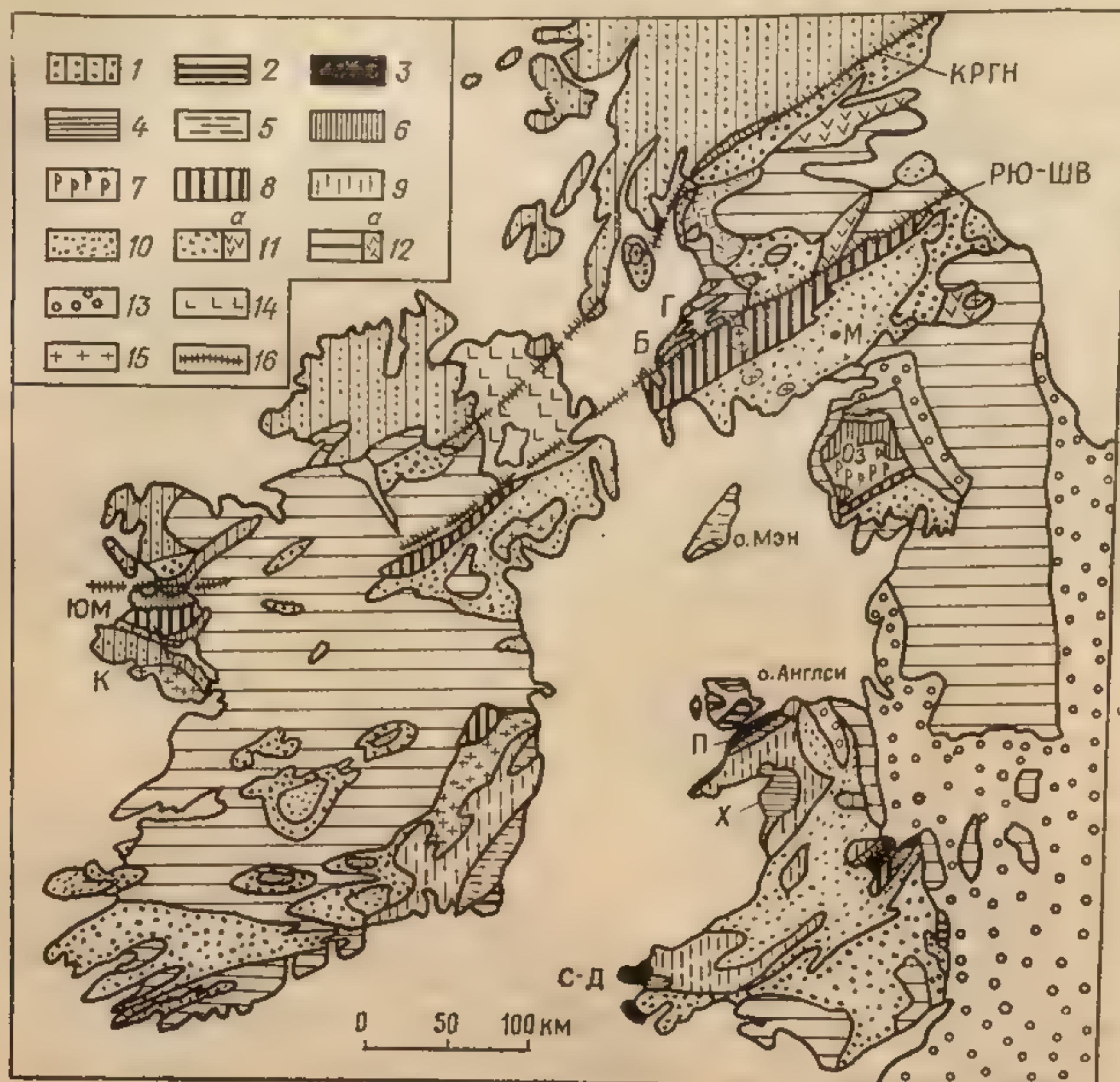


Рис. 22. Геологическая схема Уэльса и Каледонской зоны Великобритании и Ирландии:

1 — Мойн, Дальред и связанные с ними интрузии; 2 — дотерминальный докембрий Англси и юго-восточной Ирландии; 3 — терминальный докембрий (Арвоний, Лонгмайндий, Уриканий); 4 — кембрий — тремадок уэльского типа; 5 — кембрий — тремадок арденнского типа (сланцы Мэнкс, группы Брэй и Илара в Ирландии); 6 — нижний ордовик (арениг); 7 — верхний ордовик (карадок и ашгий); 8 — «средний ордовик»; 9 — ордовик нерасчлененный; 10 — силур; 11 — девон (а — вулканогенный); 12 — карбон (а — вулканогенный); 13 — послекаменноугольные образования; 14 — базальты кайнозойские; 15 — граниты; 16 — надвиги. КРГН — краевой разлом Грампианского нагорья, РЮ-ШВ — разлом Южно-Шотландской возвышенности, Оз — поднятие Озерного округа, П — антиклиналь хр. Падарн, Х — Харлехский купол, ЮМ — синклиорий Южного Мейо, Г — Гирван, М — Моффат, Б — Балантре, С-Д — Сент-Дейвидс, К — Конемара

лан на п-ове Ллейн (рис. 22). Те же отложения обнажаются в районе Шропшира и на юго-западе Уэльса, в районе Сент-Дейвидса.

В антиклинали хр. Падарн кембрий налегает на вулканиты Арвония, местами несогласно, местами же последние переслаиваются с базальными конгломератами кембрия. Кислые вулканиты, подобные арвонским, залегают также в основании кембрия района Сент-Дейвидса. Кембрий — тремадок северо-западного Уэльса (рис. 23) отвечает двум крупным циклам осадконакопления: нижне-среднекембрийскому и верхнекембрийско-тремадокскому. Каждый из этих циклов начинается толщей бедных ископаемыми грубозернистых пород и завершается накоплением тонких глинистых сланцев, верхняя часть которых частично



уничтожена последующим размывом — предпозднекембрийским и предаренигским. За исключением вулканитов Арвония, которые частично имеют, возможно, раннекембрийский возраст, слои кембрия — тремадока Уэльса лишены вулканического материала.

В юго-восточном направлении мощность кембрийских отложений резко сокращается. В Шропшире, на восточном крыле Лонгмайндского поднятия, они представлены песчано-сланцевой толщей мощностью около 400 м, с несколькими горизонтами перерывов, каждый из которых отмечен границей размыва и появлением над ней песчаных пород, обогащенных глауконитом и желваками фосфорита. Нижний кембрий сложен здесь внизу кварцитами, а выше — глауконитовыми песчаниками.

В кровле нижнего кембрия имеется несколько тонких прослоев фосфатизированного известняка с обломками панцирей трилобитов общей мощностью около 1 м. Средний и верхний кембрий Шропшира имеет глинисто-алевролитовый состав. Подобный состав имеет и относительно мощный тремадок Шропшира, кроющийся с размывом и несогласием слоями верхнего ордовика (карадокского яруса).

Кембрий центральной части Богемского массива залегает в основании палеозоя Пражского синклинория (Баррандова палеозоя). Отложения кембрия выполняли обширную впадину широтного простирания (рис. 24). Нижняя часть кембрия представлена здесь фациально изменчивой толщей, до 2000 м мощности, песчаников, аркозов, конгломератов, фациально замещающихся в юго-восточной части впадины более однообразным флишомидным переслаиванием песчаников, сланцев и конгломератов. Все эти отложения имеют, по-видимому, континентальное происхождение. Ископаемых они не заключают, и их отнесение к кембрию несколько условно. Выше по разрезу следует свита, до 200—300 м мощности, морских темных глинистых сланцев с остатками трилобитов (*Paradoxides* и др.) среднего кембрия, которая кроется второй верхней сравнительно маломощной толщей грубообломочных континентальных пород. Венчается разрез кембрия Пражского синклинория толщей вулканитов кислого состава, распространенных в основном за пределами раннекембрийской впадины. Верхняя обломочная и вулканогенная толщи по их стратиграфическому положению относятся к верхнему кембрию. Выше с размывом и небольшим несогласием следуют трансгрессивно залегающие слои тремадока.

В Приатлантических районах Аппалачско-Уачитского пояса ранний палеозой уэльско-шропширского типа наиболее полно представлен в разрезах Авалонского полуострова Ньюфаундленда. Кембрий начинается здесь слоем кварцита без ископаемых. Выше следует толща, до 400—600 м мощности, сланцев, алевролитов, песчаников с тонкими прослоями известняка, с фауной нижнего, среднего и верхнего кембрия. Выше залегает местами весьма мощная толща слоев нижнего ордовика с промышленными залежами осадочных железных руд. Сходный характер слои кембрия имеют и в Приатлантических районах Северных Ап-



Рис. 23. Кембрийские отложения Северного Уэльса и Шропшира:

1 — глинистые (аспидные) сланцы и алевролиты; 2 — песчаные сланцы с *Zingulella* раннего кембрия («лингуловые плитняки»); 3 — марганцовистые глинистые сланцы; 4 — глинистые сланцы среднего кембрия; 5 — песчаники; 6 — гравелиты и грубозернистые песчаники; 7 — кварциты; 8 — конгломераты; 9 — известняки; 10 — фосфориты; 11 — красноцветные песчано-глинистые (Лонгмайндий) и вулканогенные (Уриконий и Арвоний) слои верхнего протерозоя



размывом — предпозднекембрийским и пре-  
 ем вулканитов Арвония, которые частично  
 брийский возраст, слои кембрия — тремадо-  
 еского материала.

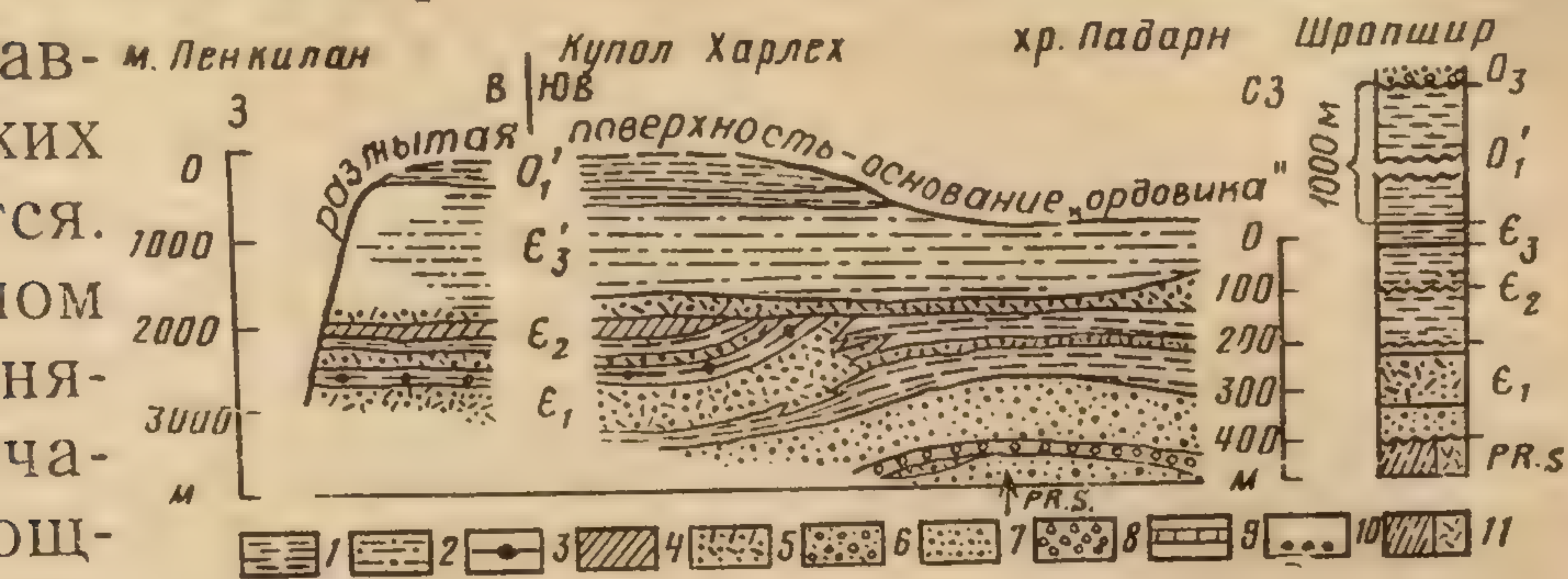


Рис. 23. Кембрийские отложения Северного  
 Уэльса и Шропшира:

1 — глинистые (аспидные) сланцы и алевроли-  
 ты; 2 — песчанистые сланцы с *Zingulella* ран-  
 него кембрия («лингуловые плитняки»); 3 —  
 марганцовистые глинистые сланцы; 4 — глини-  
 стые сланцы среднего кембрия; 5 — песчаники;  
 6 — гравелиты и грубозернистые песчаники;  
 7 — кварциты; 8 — конгломераты; 9 — извест-  
 няки; 10 — фосфориты; 11 — красноцветные пес-  
 чано-глинистые (Лонгмайндий) и вулканогенные  
 (Уриконий и Арвоний) слои верхнего протерозоя

ими.  
 имеется несколько тонких прослоев фосфа-  
 с обломками панцирей трилобитов общей  
 едний и верхний кембрий Шропшира имеет  
 состав. Подобный состав имеет и относитель-  
 опшира, кроющийся с размывом и несогла-  
 вика (карадокского яруса).

части Богемского массива залегает в осно-



палачей (в зоне Фанди) — на о. Кейп-Бретон в Нью-Брансуике, в районе Бостона. На о. Кейп-Бретон средний кембрий залегает трансгрессивно и включает покровы основных вулканических пород.

Среднекембрийские сланцы с остатками трилобитов рода *Paradoxides* («атлантическая провинция») обнаружены также в пределах не-

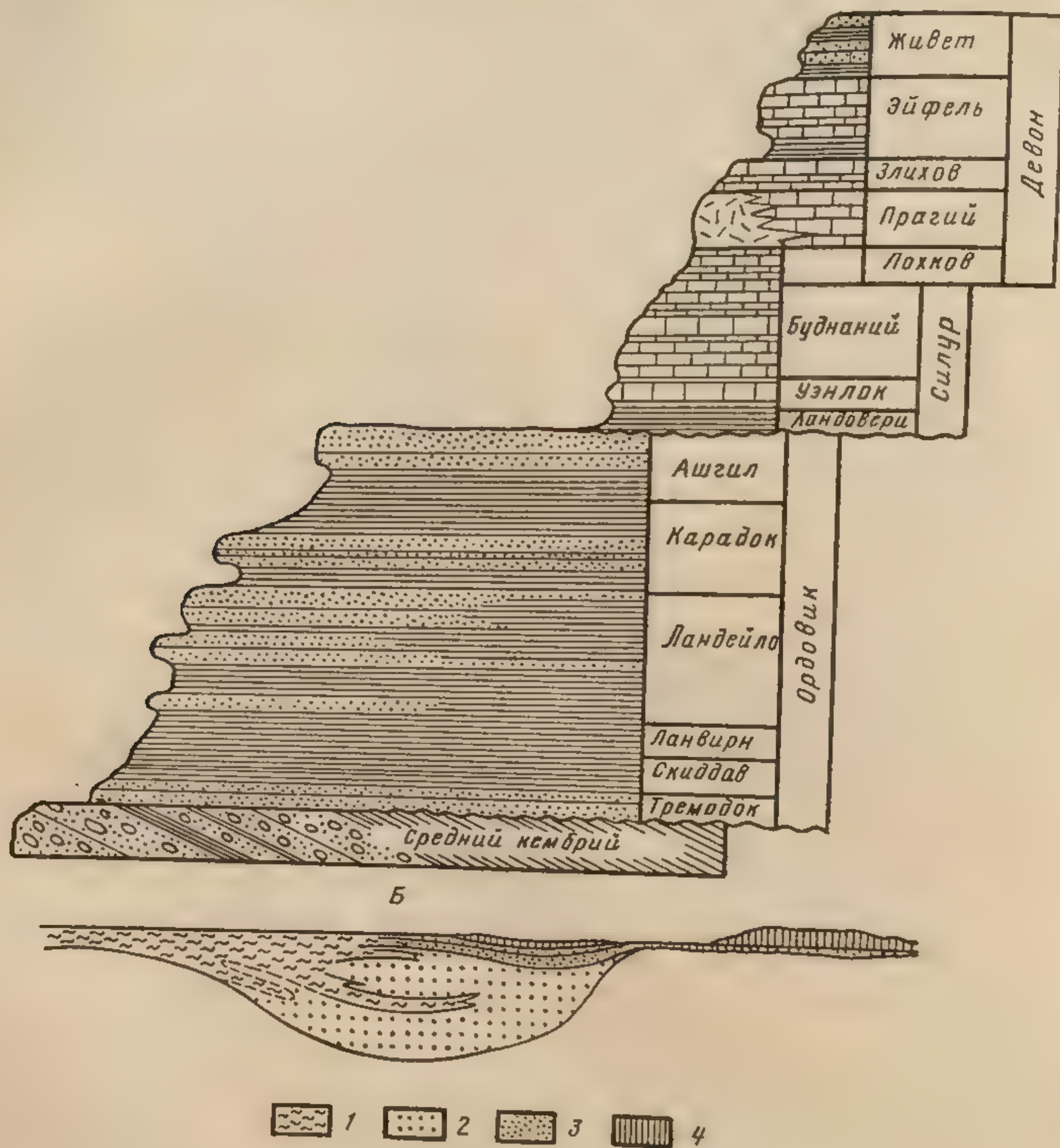


Рис. 24. Палеозойские образования Пражского синклинория:

А — сводный стратиграфический разрез. По Hognу, 1963.  
Б — литолого-стратиграфический разрез кембрийских отложений для конца кембрийского периода. По В. Гавличеку, М. Шнайдру, 1957: 1 — аркозовые песчаники, песчаные сланцы и рыхлые аркозовые конгломераты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — алевроитовые и глинистые (серицитовые) сланцы и песчаники с трилобитами среднего кембрия; 4 — кварцевые порфиры и порфириды

большого района в области Пидмонта. Кембрийские сланцы здесь интенсивно смяты и их взаимоотношения с более древними толщами Пидмонта не выявлены. Несколько южнее, в северо-западной Флориде и в пограничных с ней районах штата Джорджия, глубокими буровыми скважинами вскрыты спокойно залегающие слои верхнего кембрия (?) — ордовика — девона с фауной (трилобиты, граптолиты, двусторчатые) европейского типа. В их основании располагается свита кварцевых песчаников и слюдяных сланцев с вертикальными трубочками (*Scolithos*) и остатками лингулид позднекембрийского (?) — ран-



неордовикского возраста, до 600—700 м видимой мощности. Юго-восточнее поля развития палеозойских пород стратиграфически ниже последних скважинами вскрыта серия вулканических и интрузивных пород кислого состава, радиометрический возраст которых (около 530 млн. лет) отвечает раннему и среднему кембрию.

### Лаврентьевский тип

Противоположными в ряде отношений образованиям уэльско-шропширского типа являются кембрийско-нижнеордовикские отложения западной окраины Атлантид, развитые в пределах узкого — Лаврентьевского — фациального пояса, примыкающего к юго-восточному и восточному краям Северо-Американской платформы. Отложения лаврентьевского типа выделяются в основном карбонатным составом и принадлежностью в палеонтологическом отношении к «тихоокеанской» провинции. Повсеместно начинаясь мощной пачкой базальных кварцитов, они выше, уже со слоев нижнего кембрия, представлены толщами карбонатных пород, верхние горизонты которых относятся к нижнему ордовику.

В лаврентьевском типе могут быть выделены два подтипа: североатлантический и аппалачский.

Отложения **североатлантического подтипа** распространены в районе Гебридского выступа Северо-Американской платформы, в северо-западной Шотландии, северо-восточной Гренландии и на Шпицбергене.

В северо-западной Шотландии мощность нижнепалеозойских отложений небольшая, и вне зоны Мойнского надвига они залегают спокойно. В Гренландии и на Шпицбергене они сильно увеличиваются в мощности и характеризуются уже складчатой структурой.

В северо-западной Шотландии на размытой поверхности слоев Торридона со слабым (ассинтским) несогласием залегают (см. рис. 20):

1. Пачка кварцитов, до 150—180 м мощности, с тонким слоем базального конгломерата в основании. Вверху кварциты пронизаны тонкими вертикальными трубчатыми образованиями — ходами червей рода *Scolithos*, благодаря которым они получили название трубчатой породы (*Pipergock*).

2. Доломитовые глинистые сланцы с прослоями кварцита, до 15—20 м общей мощности, с остатками трилобитов (*Olenellus*), плеченогих, брюхоногих моллюсков, иглокожих и других ископаемых.

3. Выше с размывом следует грубозернистый кварцевый песчаник, в основании с редкими включениями сланцев, переходящий вверх в более тонкозернистый доломитовый песчаник, до 10—15 м общей мощности. Встречаются трубчатые ископаемые (*Salterella*) неясного систематического положения. Кроме того, в сланцевых включениях в основании слоя была сделана единственная (?) находка хвостового щитка *Olenellus*.

4. Выше слой 3 постепенно сменяется Дернесским известняком — толщей, до 1000 м общей мощности, известняков и доломитов, в нижней части которых (100—150 м) ископаемые, пригодные для определения возраста, отсутствуют, а в большей верхней части встречаются обильные ископаемые (трилобиты, головоногие, брюхоногие и др.) раннего ордовика. Более высокие слои ордовика и слои силура в северо-западной Шотландии отсутствуют.

Возраст слоев 1—2 приведенного выше разреза датируется нижней частью раннего кембрия (алданский ярус). Более сложно определение возраста слоев 3—4. Их большая верхняя часть принадлежит



раннему ордовику. В основании же слоя 3 отмечаются остатки *Olenellus* — ископаемого, распространенного в слое 2 и указывающего на раннекембрийский (алданский) возраст вмещающих его слоев. Никаких ископаемых верхней части нижнего кембрия, среднего и верхнего кембрия в толще Дернесского известняка не обнаружено. Но в ней не обнаружено и следов перерыва в накоплении осадков. Учитывая эти данные, одни геологи допускают наличие в нижней части Дернесского известняка скрытого перерыва, отвечающего всей не документированной палеонтологически части разреза, т. е. верхней части нижнего кембрия, среднему и верхнему кембрию. Другие геологи считают данный разрез непрерывным, объясняя отсутствие ископаемых в его средней части спецификой условий осадконакопления.

Возможно, однако, что перерыв имел здесь место на границе слоев 2 и 3 приведенного выше разреза, так как есть основания считать, что остатки *Olenellus*, встреченные в слое 3, переотложены из подстилающего слоя 2, если вообще данные о их нахождении в слое 3 не являются ошибочными. Хотя проблема «кембрийского перерыва» в разрезе раннего палеозоя северо-западной Шотландии не получила пока однозначного решения, представляется все же более вероятным, что данный перерыв в том или другом виде здесь имеется и что, следовательно, почти весь кембрий, за исключением слоев алданского яруса, в разрезе северо-западной Шотландии отсутствует.

Сходный состав и строение имеют нижнепалеозойские отложения северо-восточной Гренландии и Шпицбергена (см. рис. 21), отличающиеся от слоев того же возраста северо-западной Шотландии лишь большей мощностью. Для всех разрезов североатлантической части Лаврентьевского фациального пояса характерно отсутствие ископаемых среднего и позднего кембрия. Возможно потому, что на данный отрезок времени (верхняя часть раннего кембрия, средний и поздний кембрий) здесь повсеместно приходится перерыв в накоплении осадков, связанный с длительной регрессией моря. Нигде здесь также в карбонатных породах нижнего кембрия не обнаружено остатков археоциат.

К лаврентьевскому типу относятся также нижнекембрийские и нижнеордовикские отложения, известные в двух пунктах атлантического побережья Норвегии: на о. Серейя в Финмаркене — нижний кембрий и на о. Смёла в районе Тронхейма — нижний ордовик. Ордовик о. Смёла сходен в палеонтологическом отношении с ордовикской частью Дернесского известняка. Но кембрий о. Серейя, обнаруженный недавно среди ксенолитов габброидной интрузии, включает остатки археоциат, неизвестных в других районах северной Атлантики и проникших сюда, вероятно, из центральной Европы.

В аппалачской части Лаврентьевского фациального пояса карбонатные отложения кембрия — нижнего ордовика **аппалачского подтипа** появляются на юго-восточном побережье Лабрадора и в северо-западной части о. Ньюфаундленда, где они непосредственно налегают на кристаллические породы Канадского щита, отделяясь от них местами покровом базальтов. Они обладают здесь малой мощностью, спокойным залеганием и имеют типично платформенный характер. Их состав и строение сходны с таковыми северо-западной Шотландии и более северных районов северной Атлантики (см. рис. 21). В разрезе Ньюфаундленда присутствуют, однако, палеонтологически охарактеризованные слои среднего и верхнего кембрия, а в нижнем кембрии, как и южнее в Аппалачах, распространены археоциатовые биогермы. В районе северо-западного Ньюфаундленда «кембрийского перерыва», таким об-



разом, не было, и морской бассейн существовал здесь в течение всего кембрия. Присутствие в данном районе археоциат и их отсутствие в кембрии Гебридской зоны может быть объяснено, возможно, ранним осушением последней, в связи с чем археоциаты «не успели» проникнуть в ее пределы. Следует отметить также, что карбонатный разрез северо-западного Ньюфаундленда включает слои не только нижнего, но и среднего и верхнего ордовика.

Типично лаврентьевский характер (аппалачского подтипа) имеет кембрий — нижний ордовик Южных Аппалачей s.str. Базальные кварциты кембрия повсеместно сменяются здесь вверх по разрезу мощной (до 2000—3000 м) карбонатной толщей кембрия — нижнего ордовика (рис. 25), в нижнекембрийской части которой встречаются остатки археоциат.

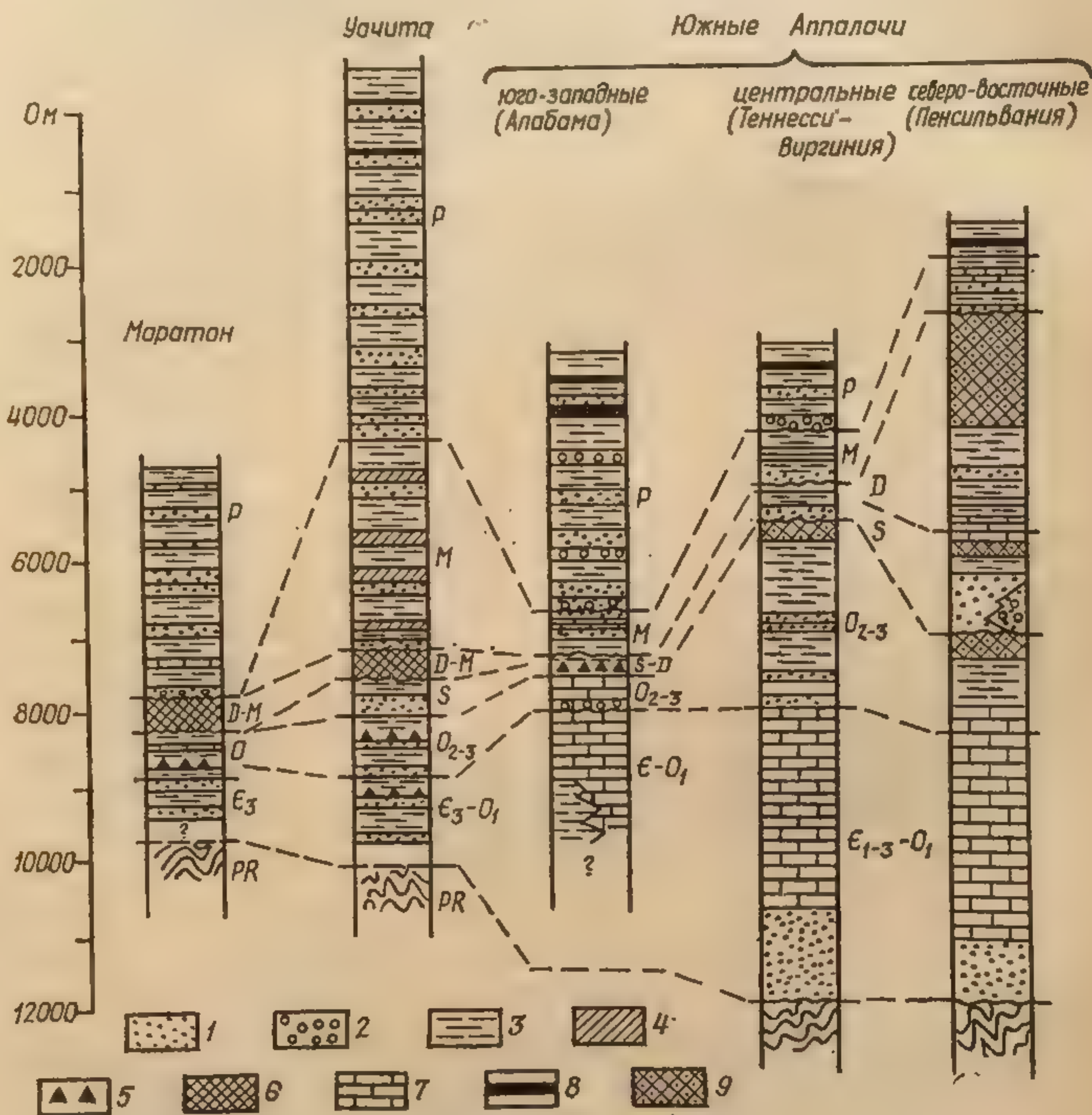


Рис. 25. Сводные разрезы палеозойских отложений южной части Аппалачско-Уачитского складчатого пояса:

1 — песчаники и кварциты; 2 — конгломераты; 3 — глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — кремни; 6 — новакулиты; 7 — известняки и доломиты; 8 — угли; 9 — красноцветные континентальные толщи; М — миссисипий, Р — пенсильваний

Из области Южных Аппалачей узкая полоса карбонатных отложений кембрия — нижнего ордовика протягивается в Таконскую зону Северных Аппалачей, у внутреннего (восточного) края которой их характер резко меняется, и в следующей к востоку зоне Нотр-Дам слои того же возраста представлены уже песчано-сланцевыми толщами, кото-



рые слагают также тектонические покровы в Таконской зоне. Эти образования, отвечающие литологически уэльскому типу, в палеонтологическом отношении охарактеризованы слабо. Встреченные в них ископаемые имеют в целом «тихоокеанский» облик, но среди них известны также — на п-ове Гаспе и в районе Зеленых гор — типичные формы «атлантической» провинции. Далее к северо-востоку, на участке р. Святого Лаврентия, зона карбонатного осадконакопления выклинивается или, возможно, скрывается под тектоническими покровами зоны Нотр-Дам (рис. 26). По-видимому, терригенные толщи кембрия — нижнего ордо-

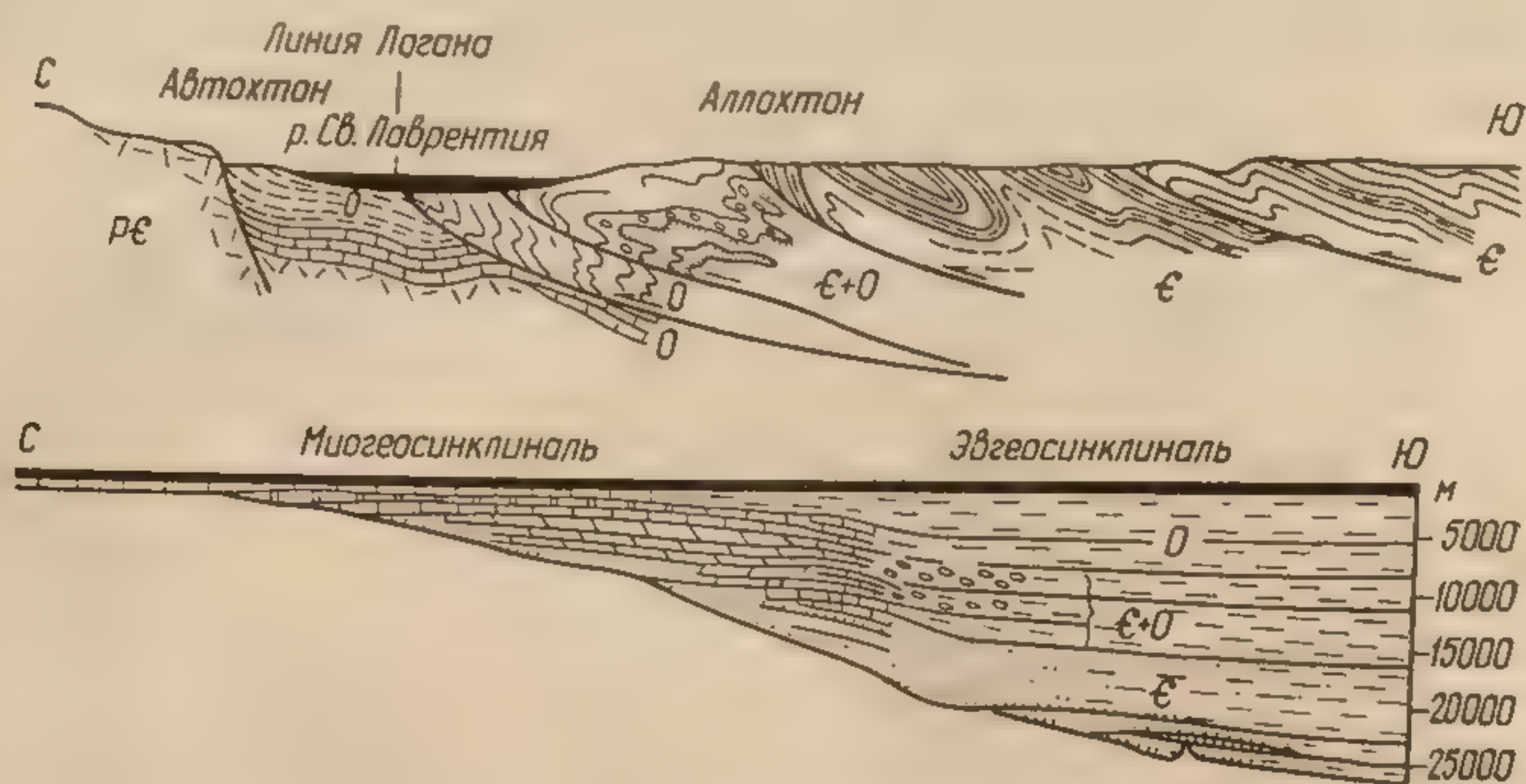


Рис. 26. Современная структура (вверху) и реставрированный профиль раннепалеозойского бассейна (внизу) в Северных Аппалачах. По М. Кэю, Э. Колберту, 1965

вика этой последней зоны формировались не за счет продуктов денудации Канадского щита, вдоль края которого шло в это время накопление карбонатных осадков, а за счет размыва внутренних поднятий, расположенных далее к востоку. Эти внутренние поднятия отделяли, ве-

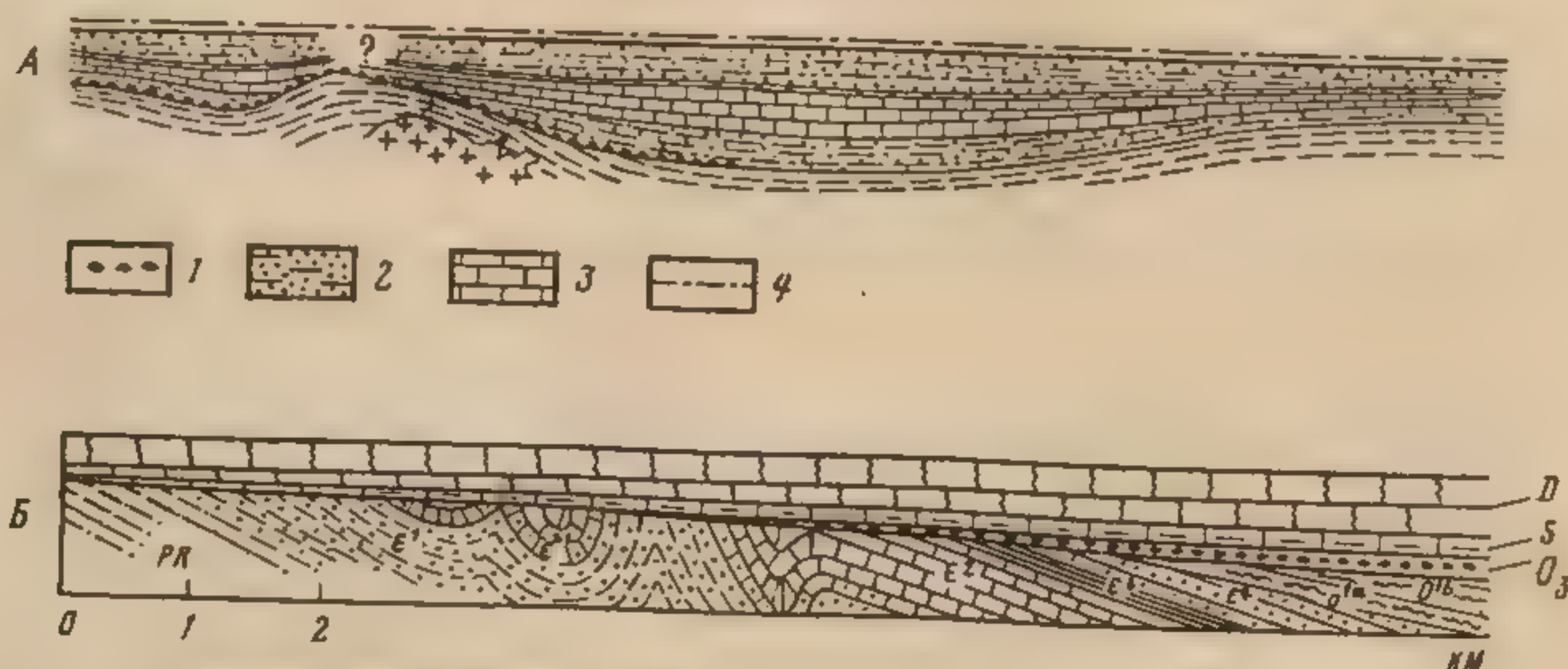


Рис. 27. Нижнепалеозойские отложения Черной горы (Южные Атлантиды). А — литолого-стратиграфический профиль для конца кембрия: 1—3 — кембрий: 1 — аркозы и «пудинговые» конгломераты, 2 — песчаники и песчанистые сланцы, 3 — известняки и доломиты; 4 — ордовик. Б — схематический разрез для конца девона (до герцинской складчатости). По М. Г. Руттену, 1972: PR — верхний протерозой, Є¹ — Є² — нижний кембрий, Є³ — Є⁴ — средний кембрий, О¹ᵃ — тремадок, О¹ᵇ — арениг, О₃ — верхний ордовик, S — силур, D — девон

роятно, бассейн зоны Нотр-Дам с фауной «тихоокеанской» провинции от бассейна приатлантических районов Северных Аппалачей и Ньюфаундленда с фауной «атлантической» провинции.



## Средиземноморский тип

В какой-то мере промежуточный характер между лаврентьевским и уэльско-шропширским типами имеют кембрийские образования средиземноморского типа, распространенные в пределах Южных Атлантид. Средиземноморский тип кембрия характеризуется наличием в средней части терригенного в целом разреза выдержанного, а местами и достаточно мощного горизонта карбонатных пород, постоянным присутствием в последних остатков археоциат и местами — элементов фауны «тихоокеанской» провинции, отсутствием или своеобразным развитием верхнего кембрия и тремадока, охарактеризованных в палеонтологическом отношении лишь «следами жизни».

Классическим районом развития кембрия (и палеозоя в целом) средиземноморского типа является Черная гора — южный, принадлежащий **Астурийско-Сардинскому геоблоку** Южных Атлантид выступ Центрального Французского массива. Кембрий Черной горы имеет обычное для средиземноморского типа трехчленное строение (рис. 27). Его нижняя часть ( $\epsilon_1^1$ ) складывается песчаниками и песчанистыми сланцами, в основании с пуддинговыми конгломератами и местами с покровами кислых вулканитов. На поднятиях кембрий ложится с размывом на слои верхнего протерозоя, в прогибах же связан с ними, по-видимому, постепенным переходом. Среднюю часть разреза ( $\epsilon_1^2$ ) составляет толща известняков с остатками трилобитов и археоциат, которая в прогибах достигает 1000 м мощности, а на поднятиях почти полностью выклинивается. Над известняками верхней части нижнего кембрия следует верхняя терригенная толща среднего кембрия, в основании которой прослеживается характерный горизонт известковистых сланцев с обильными остатками трилобитов (*Paradoxides* и др.) и других ископаемых. Верхний кембрий в разрезе Черной горы не установлен. Средний кембрий (?) без ясно выраженных следов перерыва кроется здесь сходными с ним по составу слоями ордовика (см. рис. 27, Б).

Сходный состав и строение имеют кембрийские отложения о. Сардиния. Они заканчиваются толщей пестроокрашенных (серых, красных, желтоватых) глинистых сланцев с *Paradoxides*, которые с размывом и несогласием перекрываются слоями аренига. Это несогласие привело к установлению сардской (или сардинской) — предаренигской — фазы складчатости. Подобный характер, но лишь с сокращенной средней карбонатной частью разреза, кембрий имеет и в северо-западной (Кантабрийской) части Астурийско-Сардинского геоблока, где, как и в Сардинии, он кроется с размывом слоями нижнего ордовика (аренига?).

Несколько иной характер имеет кембрий **Иберийского геоблока**, широко распространенный как к северо-востоку, так и к юго-западу от центрального (Гесперийского) массива и залегающий обычно с небольшим перерывом и слабым несогласием на слоях верхнего протерозоя. При значительной общей мощности иберийского кембрия (до 10 000 м) его средняя карбонатная часть здесь сокращается и местами вообще выклинивается. В то же время нижняя и особенно верхняя терригенная толщи возрастают в мощности и в значительной своей части приобретают кварцитовый состав. Верхний кембрий, включающий местами и тремадок, особенно мощный в северо-восточной части геоблока, охарактеризован здесь лишь «следами жизни», и причина этой специфической характеристики остается неясной. Именно здесь, в южной части блока в слоях верхов среднего кембрия присутствуют элементы «тихоокеанской» фауны, представленные трилобитами семейства *Dicelocerphalidae*. Местами согласно, местами с небольшим несогласием кембрий Иберий-



ского геоблока кроется кварцитами аренигского яруса, известными под названием Армориканского кварцита (или песчаника).

Черты средиземноморского типа проявляются также в отложениях кембрия Армориканского массива в **северо-западной части Франко-Богемского геоблока**. Область кембрийского осадконакопления располагалась здесь на востоке, откуда отдельными заливами кембрийское море вдавалось в центральные и западные районы массива (см. рис. 28). Отложения кембрия, достигающие 1500—2000 м мощности, несогласно и трансгрессивно налегают здесь на слои Бривера, смятые кадомской складчатостью. Они представлены в основном красноцветными песчаниками, сланцами, пуддинговыми конгломератами лагунно-континентального происхождения. На нескольких стратиграфических уровнях развиты сероцветные песчано-глинистые, а на одном из уровней и карбонатные морские образования — отложения пришедших с юга морских трансгрессий. Наиболее выдержанный из этих морских горизонтов, заключающий пачку известняков с остатками археоциат, относится к верхней части нижнего кембрия и соответствует средней карбонатной части разреза Черной горы.

Отложения тремадока в области Армориканского массива местами отсутствуют, местами венчают, по-видимому, лагунно-континентальную толщу кембрия. В дальнейшем последовала региональная трансгрессия аренигского моря, запечатленная в широко распространенном покрове трансгрессивно залегающих слоев Армориканского песчаника.

Кембрийские образования с горизонтом известняка с остатками археоциат в средней части разреза известны также в нескольких районах северо-восточной и северо-западной окраин Богемского массива.

### Арденнский тип

Своеобразный характер имеют кембрийско-тремадокские образования арденнского типа, развитые в пределах центрального отрезка **Реногерцинского пояса**, где они слагают древние ядра Арденнского антиклинория и основание палеозойских образований Брабантского массива. Верхний кембрий — тремадок Арденн (более древние слои кембрия здесь неизвестны) — это однообразная по составу толща аспидных сланцев, кварцитовых сланцев и кварцитов общей мощностью несколько тысяч метров, интенсивно складчатых и метаморфизованных, несогласно перекрытая слоями девона. В ее составе выделяются три свиты: нижняя — Девиллиен, средняя — Ревиниен и верхняя — Салмиен. В слоях последней встречаются остатки дендронидных граптолитов (*Dicyonema flabelliforme*) тремадока, а в нижней свите — остатки проблематичного ископаемого *Oldhamina radiata*. Отсутствие каких-либо других ископаемых затрудняет определение возраста нижних свит рассматриваемой толщи. Но однообразие состава и согласное залегание всех составляющих ее свит указывает на ее формирование в течение относительно короткого отрезка времени, не выходящего, вероятно, за пределы позднего кембрия. По строению и составу и по отсутствию «обычных» ископаемых данные отложения напоминают верхний кембрий — тремадок северо-восточной части Иберийского геоблока.

Образования подобного — арденнского — типа известны также в **Каледонской зоне Северных Атлантис**. Здесь также это мощные песчано-сланцевые толщи, часто флишеидного облика, в верхних слоях которых встречаются дендронидные граптолиты тремадока, а в нижних — проблематичное ископаемое *Oldhamina radiata* или близкие к ней формы, при полном отсутствии каких-либо других форм. Подобные об-



разования развиты на о. Мэн, где они известны под названием сланцев Мэнкс, и на юго-востоке Ирландии. В Каледонской зоне данные отложения залегают, по-видимому, с размывом и несогласием на породах Мойна — Дальреда и отвечают уже начальной стадии раннепалеозойского (каледонского) этапа развития Атлантид.

Образования того же — арденнского — типа известны также в Гандерской зоне **Северных Аппалачей и Ньюфаундленда** и в восточной части Акадской зоны. Широко распространена здесь мощная палеонтологически почти не охарактеризованная толща глинистых сланцев, песчаников, кварцитов, имеющая нередко флишондное строение. В ее верхних слоях в нескольких пунктах обнаружены остатки тремадокских граптолитов, а в нижних — Oldhamina. Кроется она с размывом и несогласием слоями аренига. На п-ове Новая Шотландия это группа Мегума, северным продолжением которой является группа Гандер одноименной зоны Ньюфаундленда. Отложения групп Мегума и Гандер составляют нижний структурный этаж зоны Гандер. В Акадской зоне верхняя часть рассматриваемых образований известна как группа Шарлотт; более древняя их часть, с остатками Oldhamina, была выделена недавно в одном из районов восточной части штата Мэн в формацию Гранд Питч.

К арденнскому типу, возможно к особому его подтипу, могут быть отнесены также верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения **Уачитско-Маратонского сегмента Аппалачско-Уачитского пояса.**

К западу от юго-западного края Южных Аппалачей s.str. строение и состав кембрийско-нижнеордовикских отложений резко меняются — лаврентьевский тип их развития сменяется арденнским. В области Уачиты и Маратона слои нижнего и среднего кембрия неизвестны, слои же верхнего кембрия — нижнего ордовика приобретают песчано-глинистый, отчасти кремнисто-глинистый состав (см. рис. 25). Фациальное замещение в сторону Уачиты карбонатных отложений терригенными непосредственно не прослеживается. Но аналогичные изменения вышележащих слоев среднего — верхнего ордовика и силура, установленные в узкой меридиональной зоне флексурообразного перегиба слоев к востоку от р. Миссисипи (см. рис. 18), позволяют думать, что в пределах данной зоны или вблизи нее меняется также характер слоев верхнего кембрия — нижнего ордовика.

К западу и к северу от области Уачиты и Маратона, уже в пределах Северо-Американской платформы, терригенные образования снова сменяются карбонатными, развитыми, в частности, в прогибах внутриплатформенной складчатой системы Вичита, где мощность трансгрессивно залегающей карбонатной толщи верхнего кембрия — нижнего ордовика достигает 2000—3000 м. В прогибах системы Вичита слои верхнего кембрия подстилаются мощной (до 4000 м) вулканогенной толщей, сложенной в нижней части основными вулканитами, а в верхней — комплексом эффузивных и интрузивных пород кислого состава. Поле распространения этих вулканических образований протягивается, по-видимому, к востоку, где они подстилают, вероятно, верхнекембрийские слои системы Уачиты. Дальнейшим их продолжением к востоку являются, возможно, ранне-среднекембрийские вулканиты Флориды. Намечается, таким образом, протяженная (свыше 1500 км) субширотная полоса распространения раннепалеозойских вулканических и связанных с ними интрузивных образований, приуроченная на западе к платформе (система Вичита), восточнее — к геосинклинальной складчатой системе Уачиты и еще далее к востоку — к Флоридской плите.

Преимущественно глинистые толщи верхнего кембрия — нижнего ордовика Уачиты и Маратона окаймляются, таким образом, областью



развития карбонатных отложений. Тонкозернистый, в основном обломочный, материал этих толщ приносился, очевидно, с юго-востока, из области современного Мексиканского залива и, возможно, его северного побережья, где в эпоху их формирования существовал, по-видимому, обширный, но не очень возвышенный массив суши — Льянория, по схеме Шухерта. Веерообразная площадь распространения рассматриваемых отложений и быстрая смена по периферии «веера» карбонатными осадками указывают, возможно, на их дельтовое происхождение.

#### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА

На позднепротерозойской стадии эопалеозойского этапа общий структурный план области Атлантид и определявшееся этим планом распределение различных типов осадков заметно отличались от таковых раннего палеозоя. Существенным элементом позднепротерозойского структурного плана был, по-видимому, протяженный и сравнительно узкий «платформенный» геоблок («порог»), протянувшийся с северо-востока на юго-запад от Уэльса через Ньюфаундленд и атлантическое побережье Северной Америки до Флориды. На северо-востоке он смыкался с Североморским геоблоком и через него с Восточно-Европейской платформой, а в своей средней части примыкал, возможно, к Северо-Американской платформе. В пределах этого — Уэльско-Авалонско-Пидмонтского — «платформенного» геоблока слои верхнего протерозоя залегают спокойно и лишь в области Пидмонта интенсивно дислоцированы, вероятно в эпоху салаирской складчатости. В позднем протерозое рассматриваемый геоблок подвергся раздроблению, которое сопровождалось во многих районах излияниями кислых лав и накоплением пирокластов того же состава.

Уэльско-Авалонско-Пидмонтским «порогом» территория Атлантид разделялась на две (или три?) области осадконакопления: сравнительно узкую западно-северо-западную и юго-восточную. В первой из них на севере оформилась система прогибов Гебридской и Грампианской зон Северных Восточных Атлантид со своеобразным типом осадков, а на юго-западе — прогибы Южных и Северных (?) Аппалачей. Во второй, в области Южных Восточных Атлантид, сформировалась система амфигеосинклинальных впадин, в которых накапливались осадки бриоверского типа. Особая внутripлатформенная — спарагмитовая — область осадконакопления располагалась на месте Скандинавского сегмента Каледонского пояса Северных Восточных Атлантид. Каледонского пояса в позднем протерозое, по-видимому, не существовало, как не существовало в это время и Реногерцинского пояса.

В палеогеографическом отношении заслуживает внимания широкое развитие в области северной Атлантики ледниковых и ледниково-морских образований. Примечательно, что они везде залегают здесь на толщах карбонатных пород и карбонатными же породами, местами со следами аридизации климата, сменяются вверх по разрезу. Ледниковые образования отмечаются и в составе отложений бриоверского типа, где карбонатные породы отсутствуют, а также еще южнее, в Западной Африке, во впадине Таудени и в складчатой системе Мавританид (см.: Леонов, с. 224).

На кембрийско-раннеордовикской стадии (рис. 28) существенных изменений в общем структурном плане области Атлантид не произошло. В конце данной стадии в позднем кембрии наметились первые прогибы Каледонского пояса, которые стали заполняться отложениями ар-



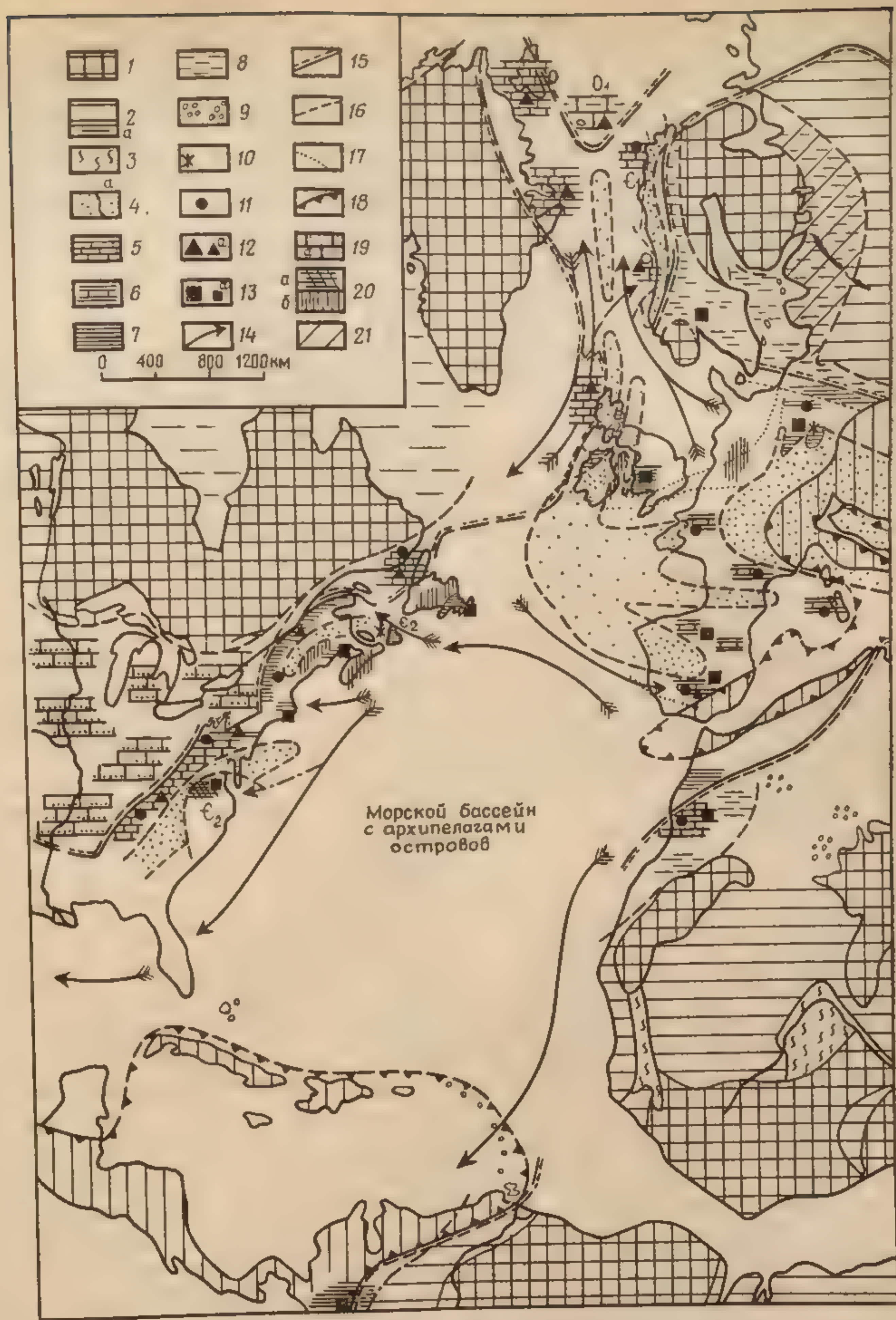


Рис. 28. Схема распространения основных типов осадков нижнего-среднего кембрия в области Атлантид и возможных путей миграции фаун «атлантической» и «тихоокеанской» провинции.

1—4 — области денудации: 1—3 — в пределах платформ: 1 — щитов и массивов, 2 — плит и впадин (а — акваторий), 3 — позднепротерозойских складчатых сооружений (Мавританид и Гурмы); 4 — в пределах областей Атлантид (а — в пределах акваторий).  
 5—10 — основные типы осадков: 5—8 — морские: 5 — карбонатные, 6 — терригенно-карбонатные, 7 — терригенные в области Атлантид, 8 — терригенные на платформах; 9 — терригенные континентальные; 10 — проявления вулканизма;  
 11—14 — палеобиогеографические данные: 11 — местонахождения археоциат, 12 — местонахождения трилобитов (в кембрии) и гастропод (в нижнем ордовике) Тихоокеанской провинции (а — то же в комплексах Атлантической провинции), 13 — местонахождения трилобитов Атлантической провинции (а — то же в комплексах Тихоокеанской провинции), 14 — возможные направления миграции палеобиогеографических фаун; 15—21 — прочие обозначения: 15 — границы миграции трилобитовых и археоциатовых фаун; 16 — границы платформ; 17 — некоторые границы структурно-геологических единиц; 18 — область альпийской складчатости (показаны вертикальной штриховкой); 19 — трансгрессивно залегающие отложения верхнего кембрия — нижнего ордовика (внизу песчаные, выше карбонатные осадки; а — только карбонатные нижнего ордовика); 20 — сланцы среднего кембрия (а), флишеидные толщи верхнего кембрия — нижнего ордовика (б); 21 — область, охваченная в среднем-позднем кембрии регрессией



деннского типа. Заложение этих прогибов не сопровождалось развитием вулканической деятельности и протекало, по-видимому, спокойно. Вероятно, в эту же эпоху наметился прогиб центрального сегмента Реногерцинского пояса (Арденны, Брабантский массив), оформление которого также протекало без развития вулканической деятельности. Примерно одновременно с заложением этих прогибов на рубеже среднего и позднего кембрия в Грампианской зоне имели место складчатость (салаирская) и общее воздымание территории зоны. В Скандинавском сегменте Каледонского пояса заложению позднекембрийского прогиба предшествовала промежуточная — между эпохами спарагмита и позднего кембрия — эпоха общего воздымания.

Наиболее острой проблемой палеогеографии рассматриваемой стадии была и остается проблема распространения «тихоокеанской» и «атлантической» фаун. Возможное решение этой проблемы без помощи Протоатлантика (Япетуса) Уилсона (см. рис. 16) дано на рис. 28. Распространение «тихоокеанских» и «атлантических» фаун объясняется при этом наличием системы разнонаправленных морских течений.

### **РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (КАЛЕДОНСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ АТЛАНТИД**

#### **Уэльс и Уэлшбордерленд**

Рассмотрение образований раннепалеозойского этапа удобно начать с принадлежащего Североморскому геоблоку района Уэльса и Уэлшбордерленда, где эти образования впервые были изучены и стратиграфически расчленены. В Уэльсе, как и в других районах Британских островов, по представлению британских геологов, ордовик начинается отложениями аренига, залегающими здесь обычно трансгрессивно и несогласно на слоях тремадока и кембрия (рис. 29). В пределах Британских островов ордовик (без тремадока) — силур естественно разделяются на три комплекса слоев. Нижний из них, отвечающий нижнему ордовику британских геологов, включает слои аренигского, ланвирского и ландейльского ярусов (по британской номенклатуре — серий); средний — охватывает верхний ордовик британских геологов (карадокский и ашгильский ярусы) и слои нижнего-среднего ландовери; верхний — включает верхний ландовери и более высокие слои силура — уинлокского и лудловского ярусов («серий»).

На северо-западе Уэльса в осевой части Уэльсского прогиба базальные — аренигские — слои ордовика подстилаются отложениями тремадока. Но северо-западнее, на о. Англси, они трансгрессивно ложатся на породы протерозоя, а на юго-восточном краю Уэльсского прогиба, в Шропшире, отложения карадока, трансгрессивно перекрывая все более древние слои палеозоя, ложатся на верхнепротерозойские слои Лонгмайндского поднятия. Южнее аналогичным образом залегают слои верхнего ландовери. В Уэльсском прогибе, таким образом, на протяжении кембрия и ордовика площадь осадконакопления постепенно расширялась, достигнув максимума в карадоке. В раннем — среднем ландовери осадконакопление концентрируется в Центральной синклинали Уэльса, где мощность слоев этого возраста достигает 3000—4000 м.

В Уэльсе в составе нижнего и среднего комплексов ордовика — силура (аренига — среднего ландовери), достигающих 5000—6000 м общей мощности, преобладают мелководные терригенные образования — алевролиты, песчанистые сланцы — с ракушняковой фауной (плеченогих, трилобитов и других «раковинных» ископаемых). Известняки встречаются лишь в виде тонких прослоев и заключают ту же «ра-



кушняковую» фауну. Подчиненное значение в этой толще имеют относительно глубоководные (?) глинистые сланцы с остатками граптолитов. Существенную роль в ордовике Уэльса играют вулканические образования, особенно широко распространенные на севере Уэльса. Мощные слои вулканических туфов и покровы лав, преимущественно кислого состава, развиты по всему разрезу ордовика, от ланвирна до карадока, концентрируясь в различных районах на различных стратигра-

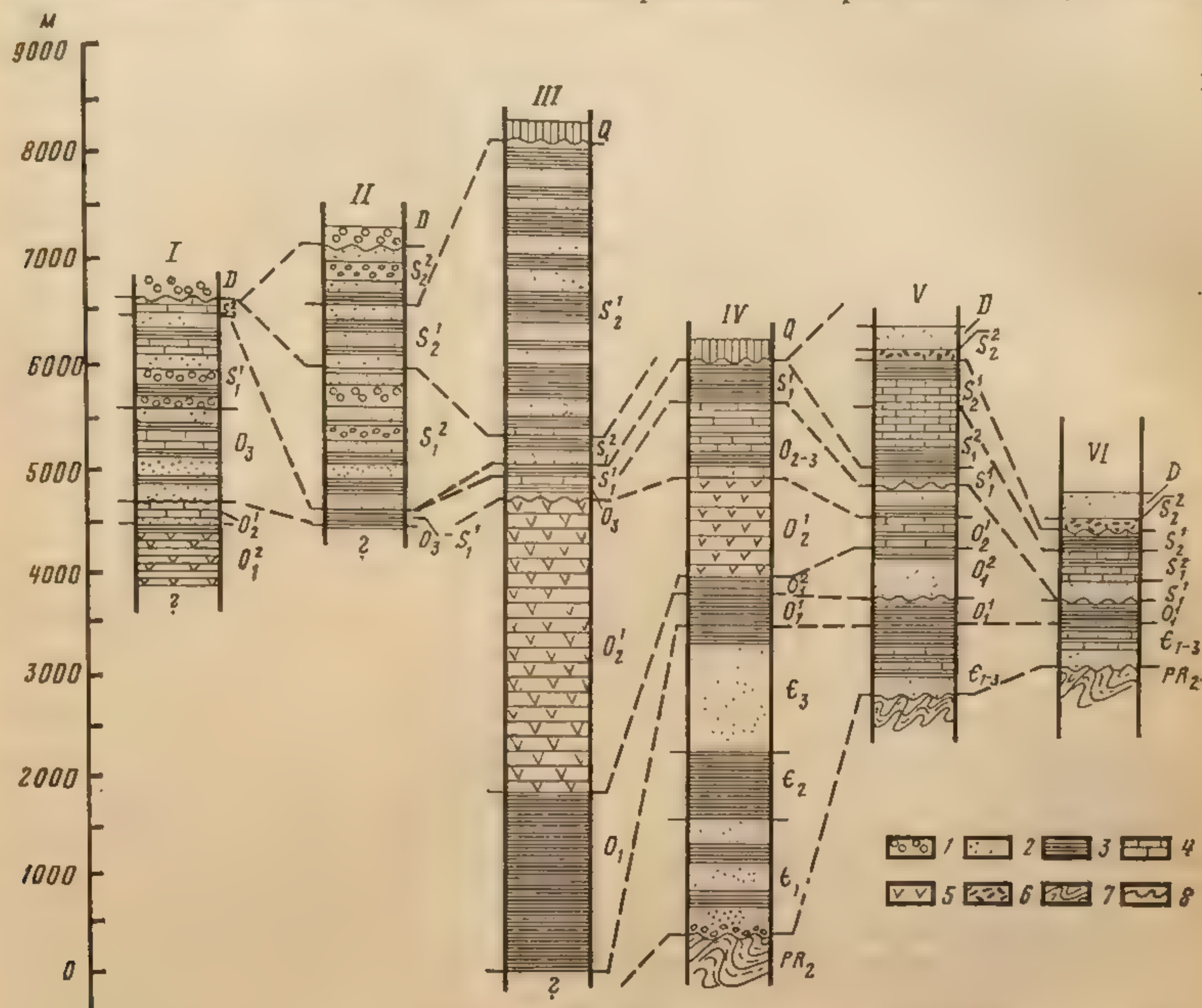


Рис. 29. Разрезы нижнепалеозойских отложений Уэльса и Каледонской зоны Великобритании.

Каледонская зона: I — Подзона Срединной долины, округ Гирван; II — Южно-Шотландское нагорье, округ Моффат; III — Озерный округ; Североморский геоблок: IV — центральный Уэльс, V — восточный Уэльс, VI — Мальвернские холмы;

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глинистые сланцы, 4 — известняки, 5 — эффузивы и вулканические туфы, 6 — песчаные сланцы с прослоями костяной брекчии, 7 — гнейсы и кристаллические сланцы, 8 — перерывы в разрезе и несогласия

фических уровнях. После карадока вулканическая деятельность в пределах Уэльса замирает.

В верхнем ландовери, уинлоке и лудлове зона максимального прогиба все более смещается к юго-восточному краю Уэльского прогиба. В трансгрессивно перекрывающих этот край слоях силура на ряде стратиграфических уровней появляются толщи известняков: известняк Уолхоуп — в основании уинлока, Уинлокский известняк — в кровле уинлока, известняк Айместри — в средней части лудлова, получившие широкую известность благодаря обилию в них разнообразной «раковинной» фауны. В северо-западном направлении, в сторону центральной части Уэльского прогиба, эти известняки фациально замещаются однообразными толщами глинистых граптолитовых сланцев.



## Каледонский пояс Северных Атлантид

В Северных Атлантидах раннепалеозойский (каледонский) этап четко выражен лишь в Каледонском поясе. В Грампианской зоне данному этапу отвечает эпоха поднятия и перерыва в осадконакоплении.

В Каледонской зоне Британских островов наиболее полный разрез нижнепалеозойских отложений известен в подзоне Озерного округа, в одноименном районе северной Англии. В основании разреза здесь залегает скидавская серия глинистых сланцев, свыше 2000 м видимой мощности, с редкими остатками арениг-ланвирнских граптолитов (см. рис. 29). Выше согласно следует мощная (до 3000—4000 м) борроудейльская серия вулканических пород преимущественно среднего (андезиты), реже кислого (риолиты), состава, ланвирн-ландейльского возраста. На размытой поверхности этих слоев резко несогласно залегают отложения верхнего ордовика и ландоверского яруса силура общей мощностью до 300—400 м. Они представлены граптолитовыми сланцами, отчасти также известняками, алевролитами и кислыми вулканическими породами. С начала уинлока и особенно в лудловское время интенсивность осадконакопления возрастает и осадки приобретают более грубый состав. Мощность одних только лудловских отложений достигает здесь 3500—4000 м.

Основание ордовикских отложений Озерного округа не вскрыто. Но развитие поблизости, на о. Мэн, слоев верхнего кембрия — тремадока арденнского типа и выходы сходных пород вблизи юго-восточного края Озерного округа позволяют думать, что на глубине подобные образования распространены и в районе Озерного округа, подстраивая снизу слои скидавской серии.

В подзоне Срединной долины отложения ордовика — силура частично отсутствуют, частично глубоко погружены. На поверхность они выступают лишь на крайнем западе Срединной долины Ирландии, в округе Южное Мейо на побережье Атлантического океана, где они выполняют узкий сложно построенный синклинорий (см. рис. 22).

По данным Дьюи, в ордовике на месте синклинория Южного Мейо существовал асимметричный грабен с интенсивно опускавшимся северным краем, заложившийся в толще метаморфических пород Мойн-Дальредского комплекса, выступающих на поверхность к югу от синклинория, где они известны под названием сланцев Конемара. После образования в начале аренига незначительной (150—200 м) толщи спилитовых лав, кислых туфов, кремнистых пород и темных глинистых сланцев с редкими остатками граптолитов северный край грабена Мейо стал интенсивно погружаться, и в нем на протяжении ордовика накопилось не менее 12 000 м обломочных пород — песчаников, сланцев, алевролитов с частыми прослоями конгломератов и редкими тонкими прослоями известняков. Существенную роль в этой толще играют многочисленные прослои кислых туфов, образовавшихся в результате осаднения вулканического пепла на дно моря. В начале ордовика основной принос грубого обломочного материала шел с севера. Впоследствии обломочный материал в основном начинает поступать с юга, со стороны Конемарской кордильеры, и с востока, где располагался, вероятно, внешний край дельты реки, текущей с востока и выносившей в грабен Мейо массу обломочного материала.

На рубеже ордовика и силура слои ордовика претерпели деформацию и кратковременное воздымание, и на их размытой поверхности трансгрессивно и несогласно отложилась сравнительно маломощная серия слоев силура (верхнего ландовери — уинлока) — кварцитов, слан-



цев, песчаников с многочисленными прослоями конгломератов. На севере эти сероцветные морские образования фациально замещаются красноцветными лагунно-континентальными отложениями. В конце силура наступило общее интенсивное смятие слоев ордовика — силура и образовалась современная структура синклинория Южного Мейо.

Базальные слои ордовика, подобные спилитовой толще аренига синклинория Южного Мейо, выступают на поверхность и в некоторых других районах Срединной долины, приурочиваясь к зонам разломов, ограничивающих ее с северо-запада и юго-востока. Наибольшее значение среди них имеют базальные образования ордовика, выступающие в Гирванском округе у юго-западного края Срединной долины Шотландии, где они выделяются в серию (или комплекс) Балантре, которой подчинены небольшие тела серпентинитов — измененных (серпентинизированных) ультраосновных пород. Ряд современных исследователей рассматривает комплекс Балантре как деформированный фрагмент «океанической коры», в котором, хотя и в «перемешанном» виде, можно распознать все же ее («океанической коры») отдельные элементы (слои).

На породы комплекса Балантре с размывом и несогласием налегают отложения верхнего ордовика (карадока), распространенные уже в пределах подзоны Южно-Шотландской возвышенности и ее продолжения в Ирландии. Верхний ордовик — силур данной подзоны разделяется на два комплекса слоев: нижний — верхнего ордовика — нижнего и среднего ландовери и верхний — верхнего ландовери, уинлока и лудлова. Благодаря общему погружению слоев к юго-востоку слои нижнего комплекса выступают на поверхность в северо-западной, а слои верхнего — в юго-восточной части Южно-Шотландской возвышенности (см. рис. 22).

Нижний комплекс (карадок — средний ландовери) в направлении с северо-запада на юго-восток претерпевает резкие изменения состава и мощности. На северо-западе, в Гирванском районе, он представлен толщей, до 2500 м общей мощности, алевролитов, песчаников, граувакк, мощных пачек конгломератов и нескольких тонких прослоев известняков. В юго-восточном направлении конгломераты быстро выклиниваются, и вся толща, еще более увеличиваясь в мощности, принимает однообразный алевролитограувакковый состав. Далее к юго-востоку, уже в области поверхностного распространения силурийских отложений, слои нижнего комплекса выступают на поверхность в ядре небольшой антиклинали в районе Моффата, где они представлены темными граптолитовыми сланцами и алевролитами с прослоями кремней, около 70 м общей мощности. Слои карадока — среднего ландовери Моффата, резко отличаясь от разновозрастных отложений северо-западной части Южно-Шотландской возвышенности, приближаются в то же время по составу и строению к отложениям того же возраста Озерного округа (см. рис. 29).

Разрез Моффата показывает, что накопление мощных обломочных толщ в области Южно-Шотландской возвышенности происходило в сравнительно узком прогибе, ограниченном, по-видимому, на юго-востоке подводным «порогом», за который обломочный материал уже не распространялся. За этим «порогом» — в Моффатском районе и в Озерном округе, — вероятно, в спокойных условиях медленно накапливались маломощные слои глинистых сланцев и алевролитов с остатками граптолитов, а в Озерном округе в начальную стадию накопления этих слоев — также известняков с мелководной «ракушняковой» фауной.



Подобные геосинклинальные образования, накапливавшиеся замедленным темпом и отличающиеся в связи с этим малой мощностью, получили название лептогеосинклинальных (греч. *leptos* — узкий, тонкий).

Отложения верхнего комплекса ордовика — силура (верхний ландовери, уинлок, лудлов) подзоны Южно-Шотландской возвышенности довольно однообразны и сходны в целом со слоями того же возраста Озерного округа. Это мощная (до 3000—4000 м) толща граувакк, алевролитов, песчаников с прослоями и линзами конгломератов, приобретающая в своей верхней части красноцветную окраску. Залегая трансгрессивно, эти образования распространяются и в подзону Срединной долины, выступая в ее южной части в ядрах антиклиналей.

К северо-востоку от Британских островов характерные для Каледонского пояса черты развития ордовика — силура проявляются в Тронхеймской зоне Скандинавского сегмента пояса. В основании разреза Тронхеймской зоны залегает ограниченно распространенная свита глинистых сланцев, около 600—700 м видимой мощности, в верхней части которой встречаются остатки тремадокских граптолитов (*Dictyopeta*). Возможно, что нижние слои этой толщи имеют позднекембрийский возраст и что мы имеем здесь дело с поздним кембрием — тремадоком арденнского типа. Формирование этой толщи отвечает, по-видимому, начальной, еще «спокойной» стадии развития Скандинавского геосинклинального прогиба. Следующим, уже широко распространенным членом разреза Тронхеймской зоны является свита, до 2000—2500 м мощности, зеленокаменно измененных основных вулканитов, переслаивающихся с красными яшмами. Выше следует мощная бедная ископаемыми серия песчаников, кварцитов, сланцев, конгломератов, тонких редких прослоев известняка и мощных пачек вулканических образований (лав, туфов) преимущественно кислого состава. Наиболее древние надтремадокские слои рассматриваемых отложений принадлежат аренигу, наиболее молодые — уинлоку. В послеуинлокское, возможно уже раннелудловское время, они подверглись складчатости и были интродуцированы гранитами.

В юго-восточной — Спарагмитовой — зоне скандинавских каледонид разрез нижнего палеозоя близок к таковому. Предскандинавского прогиба. Ордовик и силур представлены здесь маломощной толщей известняков с прослоями граптолитовых сланцев, согласно налегающей на слои спарагмита. Значительный интерес представляет суженный юго-западный отрезок Спарагмитовой зоны, известный как Ютунхеймский «складчатый грабен», заполненный крупным телом магматических пород чарнокит-анортозитового ряда (габбро, чарнокиты, анортозиты, мангериты), имеющим в целом веерообразную форму с контактами, наклоненными внутрь магматического тела. Последнее окружено почти непрерывной каймой слоев кембро-ордовика, венчающихся Вальдресским спарагмитом — толщей метаморфизованных, превращенных в кварцито-гнейсы аркозовых и кварцевых песчаников. В отношении структуры Ютунхеймского «складчатого грабена» существуют две точки зрения. Согласно одной из них, преобладающей, тело магматических пород, выполняющих «складчатый грабен» — тектонический покров, перемещенный с запада на сотни (!) километров. Согласно другой, хотя и менее распространенной, но более правдоподобной, то же тело — крупная лополитоподобная расслоенная интрузия, подобная лополитам Бушвельда и Садбери (см.: Леонов, рис. 50, 97).

В северо-западной части Норландской зоны Скандинавских каледонид отложения нижнего палеозоя (нижнего — среднего ордовика) до-



становлено установлено лишь на о. Смела, к западу от Тронхейма, где они представлены в основном известняками с остатками брюхоногих североамериканского («тихоокеанского») типа. За этим исключением нигде в Норландской зоне палеонтологически охарактеризованные отложения ордовика — силура, как и кембрия (за исключением известняков о. Серейя), не известны. Северо-восточная часть Норландской зоны сложена толщами спарагмита. Развитые далее к юго-западу сходные по составу толщи — кварциты и образованные по терригенным осадочным породам гнейсы с мощными пачками известняков и доломитов — считаются обычно, без достаточных на то оснований, кембро-силурийскими. Более вероятно, однако, что как в своей северо-восточной, так и в юго-западной части Норландская зона складывается метаморфизованными породами спарагмитовой серии верхнего протерозоя.

### Реногерцинский пояс

В Реногерцинском поясе послетремадокские слои ордовика известны только по северной окраине пояса. Наиболее полно они представлены в Брабантском массиве, где их состав и строение близки к таковым ордовика — силура Уэльса. Но мощность их здесь меньше, и вулканические образования в их составе отсутствуют. К югу в своей большей нижней части слои ордовика быстро, по-видимому, выклиниваются. Но трансгрессивно залегающие слои карадока, подобно тому как это наблюдается в Шропшире, распространяются южнее, вплоть до гребня Кондроз, отделяющего краевой Намюрский синклинорий Арденн от более внутреннего Динантского синклинория. Далее к югу они также выклиниваются и в центральном антиклинории Арденн базальные слои девона несогласно ложатся непосредственно на слои верхнего кембрия — тремадока.

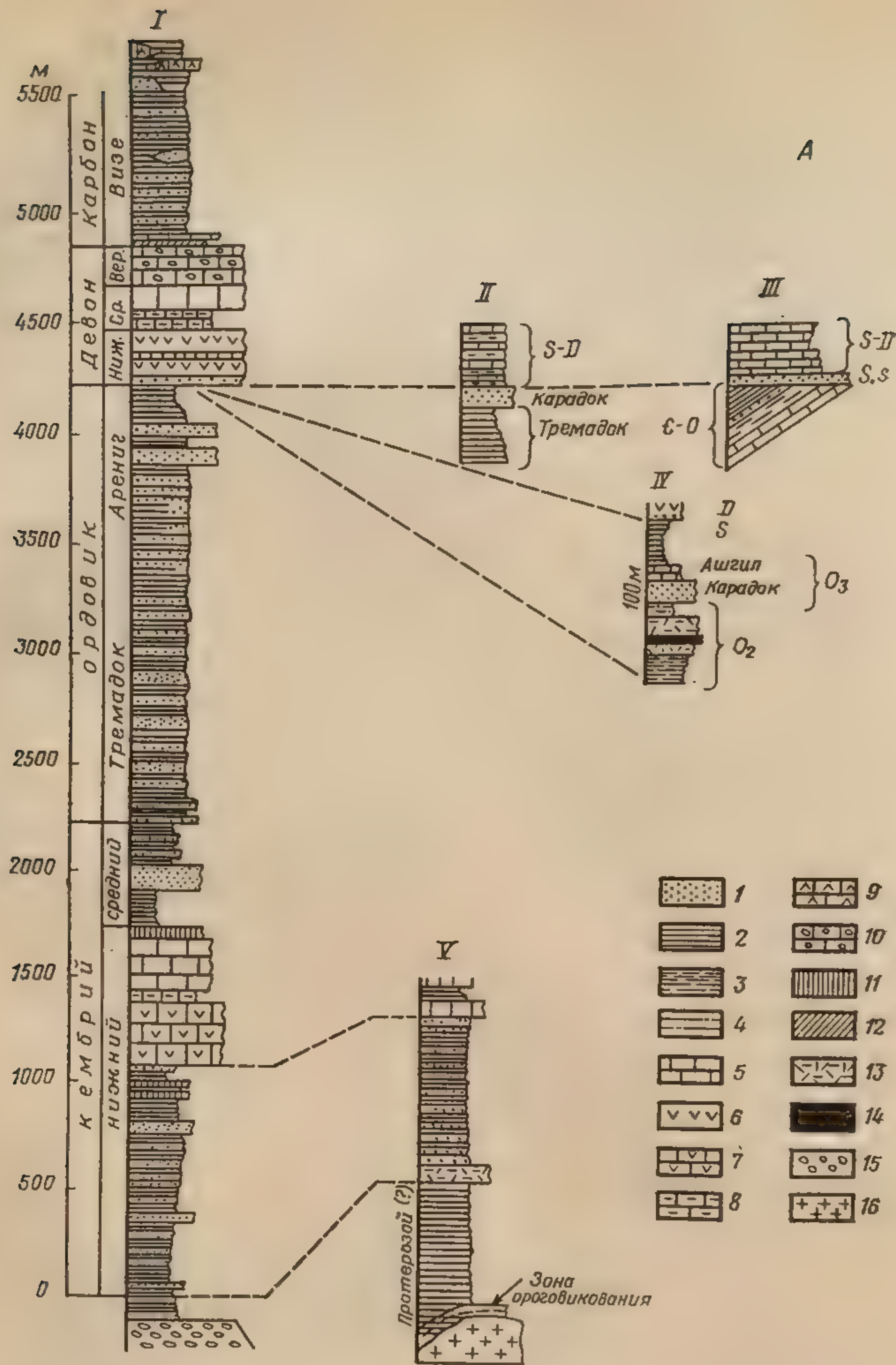
Более широко распространены в Реногерцинском поясе отложения силура. В восточной части пояса, начиная с восточной оконечности Рейнских Сланцевых гор, они везде, по-видимому, подстилают слои девона. На западе — в Брабантском массиве, в зоне гребня Кондроз — силур представлен в основном граптолитовыми сланцами, но на востоке пояса, в массиве Гарца, в его верхней части получают развитие известняки с богатой фауной плеченогих, трилобитов, наутилоидей, сходные с известняками верхнего силура восточной части Франко-Богемского геоблока.

### Франко-Богемский блок Центральных Атлантид и Южные Атлантиды

В ряде районов Ц. и Южн. Восточных Атлантид конец кембрия был отмечен проявлениями складчатости и почти повсеместным воздыманием, которое сменилось в начале ордовика общим погружением. Базальные слои ордовика — иногда тремадока, но чаще, вероятно, аренига — трансгрессивно, а местами и несогласно налегают здесь на кембрийские (или кембро-тремадокские) или еще более древние образования. Но нигде при этом не отмечается накопления в базальных слоях ордовика значительного количества грубообломочного материала. Ордовикская трансгрессия развивалась, по-видимому, в условиях слаборасчлененного рельефа суши.

Каледонская складчатость, коренным образом изменившая характер развития Северных Восточных Атлантид, в Ц. и Южн. Восточных Атлантидах проявилась далеко не везде и большей частью в сильно ос-







лабленной форме. Местами ее роль сыграла здесь более поздняя складчатость, проявившаяся в середине девона. Слои ордовика — силура Ц. и Южн. Восточных Атлантид характеризуются постоянством состава и мощности, чем они отличаются от разновозрастных образований Северных Восточных Атлантид.

Ордовик представлен обычно на территории Ц. и Южн. Восточных Атлантид серией морских терригенных отложений — глинистых сланцев с прослоями песчаников и кварцитов, до 1500—2000 м общей мощности. В глинистых сланцах встречаются обычно остатки граптолитов, но типичные граптолитовые сланцы — темные тонкослоистые богатые органическим веществом и остатками граптолитов — в ордовике Ц. и Южн. Восточных Атлантид встречаются редко. В западной части Франко-Богемского геоблока (Армориканский массив), в пределах Иберийского, а местами и Астурийско-Сардинского геоблоков в основании ордовика располагается горизонт Арморианского песчаника (или кварцита) аренигского, местами, возможно, арениг-тремадокского возраста. В тех же районах в основании вышележащей толщи глинистых сланцев ланвирн-ландейльского возраста распространены залежи осадочных железных руд большого промышленного значения. Примерно на том же стратиграфическом уровне железные руды встречаются также в ряде районов восточной, богемской, части Франко-Богемского геоблока. Местами накопление слоев ордовика сопровождалось излияниями основных лав.

Не менее постоянным членом разреза Ц. и Южн. Атлантид являются слои силура, представленные обычно глинистыми граптолитовыми сланцами, приобретающими при обогащении органическим веществом и пиритом характер квасцовых сланцев или при окремнении — кремнистых сланцев. Мощность силурийских отложений не превышает обычно нескольких сотен метров. В ряде районов (Тюрингские Сланцевые горы, Пражский синклинорий, Каталонские горы, Черная гора) в верхней части разреза силура получает развитие горизонт органогенно-обломочного известняка с членками стеблей морской лилии рода *Scyphosgius*. По кровле этого — сцифокринусового — горизонта проводится обычно верхняя граница силура. Вулканическая деятельность, сравнительно широко проявлявшаяся на территории Центральных и Южных Атлантид в ордовике, в силуре почти полностью замирает.

Однообразный в целом характер ордовикско-силурийских отложений рассматриваемой области не исключает, естественно, местных особенностей их состава и строения.

В пределах Франко-Богемского геоблока отложения ордовика — силура известны, с одной стороны, на северо-западе, в Арморианском массиве, а с другой — на востоке, в пределах Богемского массива. В Арморианском массиве они имеют обычный для Центральных Атлантид характер. Ордовикско-силурийский цикл осадконакопления начался образованием трансгрессивно залегающего Арморианского песчаника и завершился на юге массива поднятием и длительным перерывом.

Рис. 30. А — сводный разрез достефанских отложений палеозоя Черной горы. По Chenevoy, 1974:

I — типовой разрез южного склона; II—IV — разрезы участков южного склона, в которых присутствуют слои верхнего ордовика и силура; V — разрез северного склона; 1 — песчаники и кварциты; 2 — глинистые сланцы; 3 — известковистые сланцы; 4 — песчаные сланцы; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — известняки и доломиты; 8 — известняки и сланцы; 9 — рифовые известняки; 10 — известняки-гриоты; 11 — кремнистые известняки; 12 — лидиты; 13 — вулканические туфы; 14 — лавы (андезиты и риолиты); 15 — гнейсы; 16 — гранит.

Б — схематический меридиональный профиль Черной горы. По Chenevoy, 1974:  
1 — нижний карбон (визе); 2 — девон; 3 — кембрий — ордовик; 4 — известняки нижнего кембрия; 5 — гнейсы докембрия; 6 — граниты; 7 — стефан; 8 — пермь



вом в осадконакоплении, а на севере — лишь изменением характера осадков. В составе ордовика заметную роль играют вулканические породы и в среднем ордовике — осадочные железные руды.

Ордовик Богемского массива сходен с армориканским, только трансгрессия здесь (в районе Пражского синклинория) началась уже в тремадоке (см. рис. 24). В верхней части силура получают развитие известняки, заключающие близ границы с девоном членики стеблей *Scyphocrinus*. Переход от силура к девону происходит здесь без перерыва и существенных изменений в ходе седиментации. Проявлений каледонской складчатости здесь не отмечается. Своеобразный характер имеют силурийские отложения северо-западной окраины массива — Тюрингских Сланцевых гор, — напоминающие лептогеосинклинальные карадок-ландоверские отложения района Моффата подзоны Южно-Шотландской возвышенности Каледонского пояса Северных Атлантид. На протяжении большей части силура (ландоверии — уинлок) в районе Тюрингских Сланцевых гор образовались слои мощностью около 60 м «нижних граптолитовых сланцев» — плотных кремнистых — и относительно мягких квасцовых сланцев, переслаивающихся и фацциально заключающих друг друга. Сланцы обычно тонкослоисты и заключают тонкие прослои черного доломита, а местами также рассеянные желваки и прослои фосфорита. Богатые пиритом квасцовые сланцы обогащены также органическим материалом, придающим им темную окраску, при выветривании светлеющую. Верхняя часть силура, также около 60 м мощности, представлена пачкой темных узловатых, бедных ископаемыми шламовых известняков. Вверху известняки прослаиваются пачками сланцев и заключают обильные остатки *Scyphocrinus*. Вверх по разрезу без перерыва в осадконакоплении они сменяются «верхними граптолитовыми сланцами» уже девонского возраста.

В пределах Астурийско-Сардинского геоблока поднятие, перерыв в осадконакоплении, а местами и слабая складчатость имели место в предкарадокское время. Затем последовала трансгрессия карадокского моря, которая распространилась не только на районы, испытавшие предкарадокское воздымание, но и на участки геоблока, задолго до этого, возможно с начала палеозоя, бывшие сушей (Центральные Пиренеи, Кабильский массив на Средиземноморском побережье Алжира). Трансгрессивно залегающие слои верхнего ордовика (карадока и ашгила) представлены обычно песчаниками, кварцитами, органогенно-обломочными известняками и другими мелководными образованиями небольшой мощности. В верхней части силура рассматриваемого геоблока развиты местами песчаные, местами карбонатные образования небольшой мощности. В Каталонских горах на юго-востоке Испании и в некоторых разрезах Черной горы (рис. 30) маломощные слои силура напоминают силурийские отложения Тюрингских Сланцевых гор и Пражского синклинория и так же, как и последние, тесно связаны с отложениями девона.

В пределах Иберийского геоблока слои ордовика — силура обычного для Южных Восточных Атлантид типа пользуются широким распространением. Местами как в ордовике, так и в силуре в небольшом масштабе здесь проявлялась вулканическая деятельность. В предсилурийское время территория геоблока испытала поднятие, с которым был связан значительный перерыв в осадконакоплении. Трансгрессивно залегающие слои силура без перерыва сменяются в то же время сходными, лишь более мелководными (более песчаными) слоями нижнего девона. В середине девона область Иберийского геоблока была охвачена складчатостью и общим воздыманием. В центральной и северной ча-



стях геоблока геосинклинальное развитие этой складчатостью завершилось. Но в южной части геоблока после среднедевонского перерыва в верхнем девоне прогибание возобновилось.

### Западные Атлантиды

Во многих районах северной части Аппалачско-Уачитского пояса рубеж эопалеозойского и раннепалеозойского этапов отмечен проявлениями складчатости, воздыманием и размывом кембрийско-нижнеордовикских отложений. Цикл этих событий, значение которых начинает распознаваться лишь в последнее время, был приурочен местами к середине раннего ордовика (Гандерская и Акадская зоны), местами к концу раннего ордовика (Авалонская зона, зоны Фанди и Нотр-Дам). С завершением этих событий для северной части пояса начинается новый — раннепалеозойский — этап погружения и осадконакопления, который завершается в середине девона акадской складчатостью. Это дает основание называть данный этап акадским. Раннепалеозойский этап завершается здесь, таким образом, лишь во второй половине девона. Еще позже, в начале миссисипия, завершается раннепалеозойский этап в южной части Аппалачско-Уачитского пояса, где он оказывается почти полным эквивалентом раннепалеозойского (каледонского) и среднепалеозойского (герцинского) этапов развития Восточных Атлантис.

### Северные Аппалачи и Ньюфаундленд

Образования акадского этапа (акадский комплекс) развиты в основном в Гандерской и Акадской зонах Северных Аппалачей и Ньюфаундленда (см. рис. 18). В Гандерской зоне Ньюфаундленда акадский комплекс включает лишь слои ордовика и силура, которые выполняют в данной зоне ядро обширного — Центрального — синклинория и в его юго-восточном крыле с размывом и несогласно налегают на отложения серии Гандер. Акадский комплекс начинается в Гандерской зоне толщей основных вулканитов с телами серпентинизированных ультрабазитов аренигского (?) возраста, сходной с комплексом Балантре Южной Шотландии. Выше следует мощная сложно построенная и слабо еще изученная песчано-сланцево-граувакковая серия более высоких слоев ордовика и силура, сходная в целом с ордовиком — силуром синклинория Мейо в западной Ирландии.

На северо-западе ордовик — силур Центрального синклинория по разломам граничит с метаморфическими породами группы Флер-де-Ли верхнего протерозоя, которые подстилали здесь, вероятно, слои акадского комплекса синклинория. По типу основания слоев ордовика — силура северо-западный борт Центрального синклинория будет отвечать при этом подзоне Срединной долины Каледонского пояса Северных Атлантис; основная же часть синклинория, в пределах которой ордовик — силур налегает на слои серии Гандер, — подзоне Озерного округа.

В Акадской зоне Северных Аппалачей акадский комплекс начинается отложениями верхнего аренига — ланвирна, которые местами, по-видимому, несогласно, местами согласно налегают на слои кембрия — тремадока или на более древние, докембрийские, образования. Вверху он включает слои нижнего и нижней части среднего девона, которые в Акадской зоне широко распространены, тесно связаны с силурийскими и вместе с последними и ордовиком образуют единый — акадский — комплекс данной зоны. В то же время в его составе отсутствуют характерные для Гандерской зоны Ньюфаундленда базальные



основные вулканы и ультрабазиты. Состав и строение акадского комплекса Акадской зоны отличаются большой сложностью и изменчивостью. Это мощная (до 10 000 м) бедная ископаемыми толща морских отложений — песчаников, конгломератов, сланцев, граувакк, алевролитов. Местами по северо-западной окраине зоны в составе комплекса, в основном в его верхней девонской части, развиты карбонатные породы. Наряду с осадочными в его составе широко представлены также разнообразные по составу (от основных до кислых) вулканические и субвулканические образования — лавы, вулканические туфы, мелкие интрузии.

В середине девона область Акадской и Гандерской зон была охвачена акадской складчатостью, которой завершается геосинклинальное развитие данных зон. Акадская складчатость сопровождалась внедрением крупных гранитных интрузий, характерных как для Акадской, так и для Гандерской зоны.

В зоне **Нотр-Дам** Северных Аппалачей вулканическая деятельность проявлялась слабее. Ордовик имеет здесь обычно флишеидный характер, а в девоне более заметную роль играют карбонатные породы. В конце ордовика здесь проявилась складчатость (таконская), вызвавшая перерыв в осадконакоплении и трансгрессивное залегание силура. Но основной складчатостью, завершившей геосинклинальное развитие данной зоны, была все же акадская складчатость.

#### Южная часть Аппалачско-Уачитского пояса и Флоридская плита

В Южных Аппалачах s.str. отложения рассматриваемого этапа (среднего ордовика — раннего миссисипия) широко распространены в зоне Хребтов и Долин. В сложенной докембрием зоне Голубых гор они отсутствуют. Почти полностью они неизвестны и в области Пидмонта, где их присутствие — глинистых сланцев среднего ордовика — установлено лишь на небольшом участке в ее северной части.

В зоне **Хребтов и Долин** слои, о которых идет речь, как по простиранию, так и вкрест простирания испытывают значительные изменения состава и мощности. Вкрест простирания, с юго-востока на северо-запад, эти изменения выражаются в сокращении мощности почти всех членов разреза и в замещении в том же направлении (в сторону платформы) относительно грубозернистых обломочных пород более тонкозернистыми и, наконец, карбонатными отложениями. Несколько иной характер имеют изменения по простиранию зоны. На юге средний — верхний ордовик (см. рис. 25, Алабама) представлен толщей карбонатных пород, надстраивающих карбонатную серию кембрия — нижнего ордовика и отделяющихся от нее нечетко выраженной границей размыва. К северо-востоку, в центральной части Южных Аппалачей (см. рис. 25, Теннесси — Виргиния), средний ордовик сильно увеличивается в мощности (до 2500 м) и приобретает песчано-алевролитовый состав. Аналогичные изменения состава и мощности испытывают здесь также слои верхнего ордовика, в верхней части которых получают развитие лагунно-континентальные красноцветные образования. Далее к северо-востоку (см. рис. 25, Пенсильвания — Нью-Йорк) мощность среднего ордовика уменьшается, а его состав снова становится карбонатным. Наоборот, верхний ордовик сохраняя свой терригенный, в верхней части красноцветный характер, еще больше увеличивается в мощности.

Терригенная толща среднего ордовика центральной части Южных Аппалачей s.str. образует, следовательно, огромную, обрезанную с юго-



восточной стороны полулинзу, у выпуклого края которой терригенные образования фациально замещаются карбонатными. Подобную полулинзу, только менее четко выраженную — более растянутую по простиранию Аппалачей, — образует терригенная толща верхнего ордовика, перекрывающая своим юго-западным краем терригенную полулинзу нижнего ордовика. Подобные, имеющие форму полулинз терригенные толщи американские геологи называют обломочными клиньями, или выклинивающимися обломочными толщами (рис. 31).

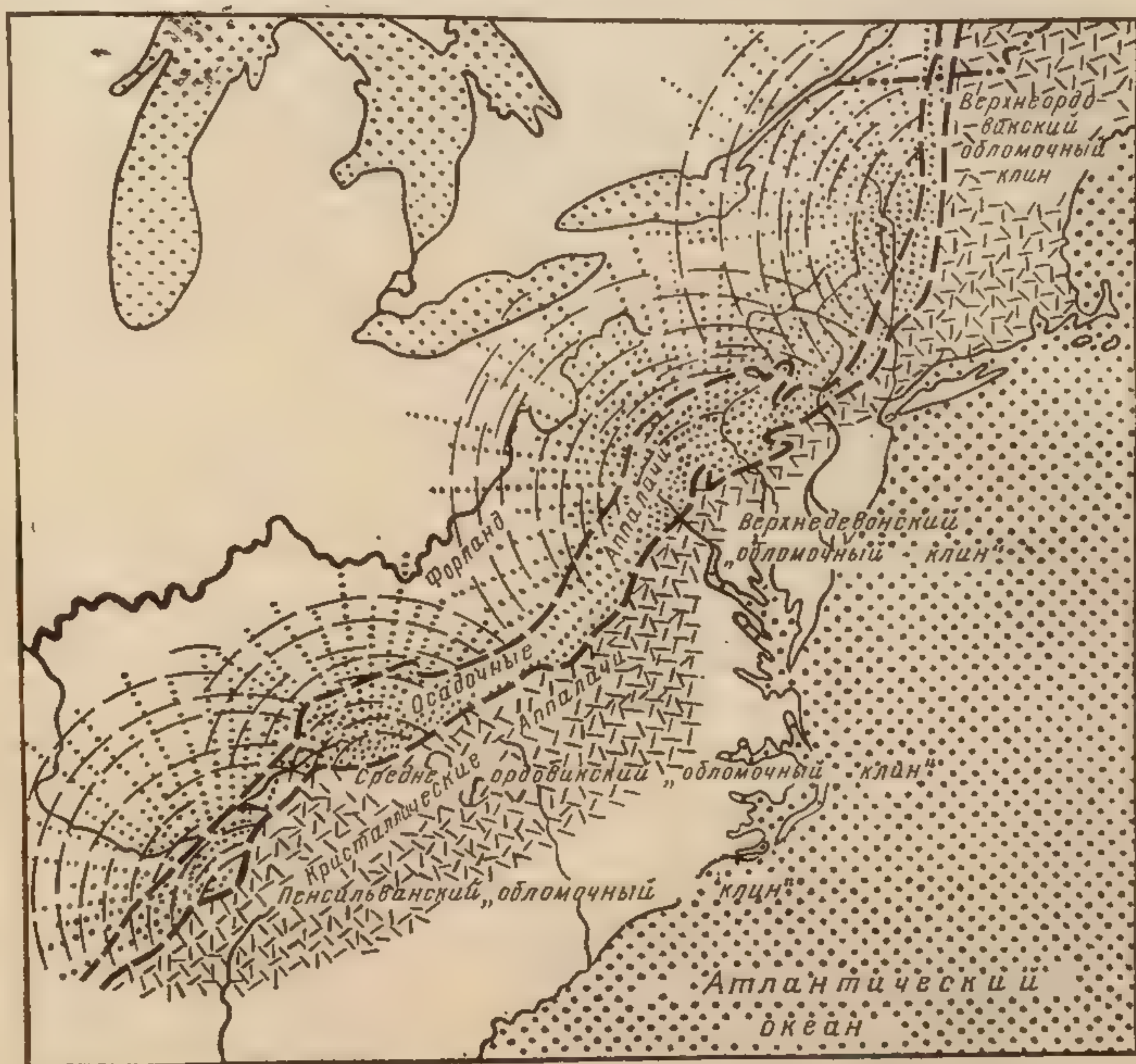


Рис. 31. Распространение выклинивающихся обломочных толщ различного возраста в Южных Аппалачах. По Ф. Кингу, 1961

Обломочные клинья среднего — верхнего ордовика Южных Аппалачей представляют, вероятно, дельтовые накопления и отмечают своим положением устьевые участки крупных рек, впадавших с востока в Аппалачское море. С восточной стороны эти дельты ограничивались, очевидно, обширными массивами суши, и возникновение каждой из них было связано с воздыманием области «питающего» массива суши и усилением в его пределах эрозионной деятельности.

В северо-западной части Южных Аппалачей s.str. накоплению слоев силура предшествовала складчатость — таконская. Слои кембрия и ордовика были смяты в складки, и на их размытой поверхности трансгрессивно и несогласно отложились базальные, раннеландоверские по возрасту (серия Медина американской схемы) слои силура. На северо-востоке Южных Аппалачей они представлены толщей кварцевых песчаников, кварцитов и конгломератов (песчаники Альбион, кварциты



восточной стороны полулинзы, у выпуклого края которой терригенные образования фациально замещаются карбонатными. Подобную полулинзу, только менее четко выраженную — более растянутую по простиранию Аппалачей, — образует терригенная толща верхнего ордовика, перекрывающая своим юго-западным краем терригенную полулинзу нижнего ордовика. Подобные, имеющие форму полулинз терригенные толщи американские геологи называют обломочными клиньями, или выклинивающимися обломочными толщами (рис. 31).

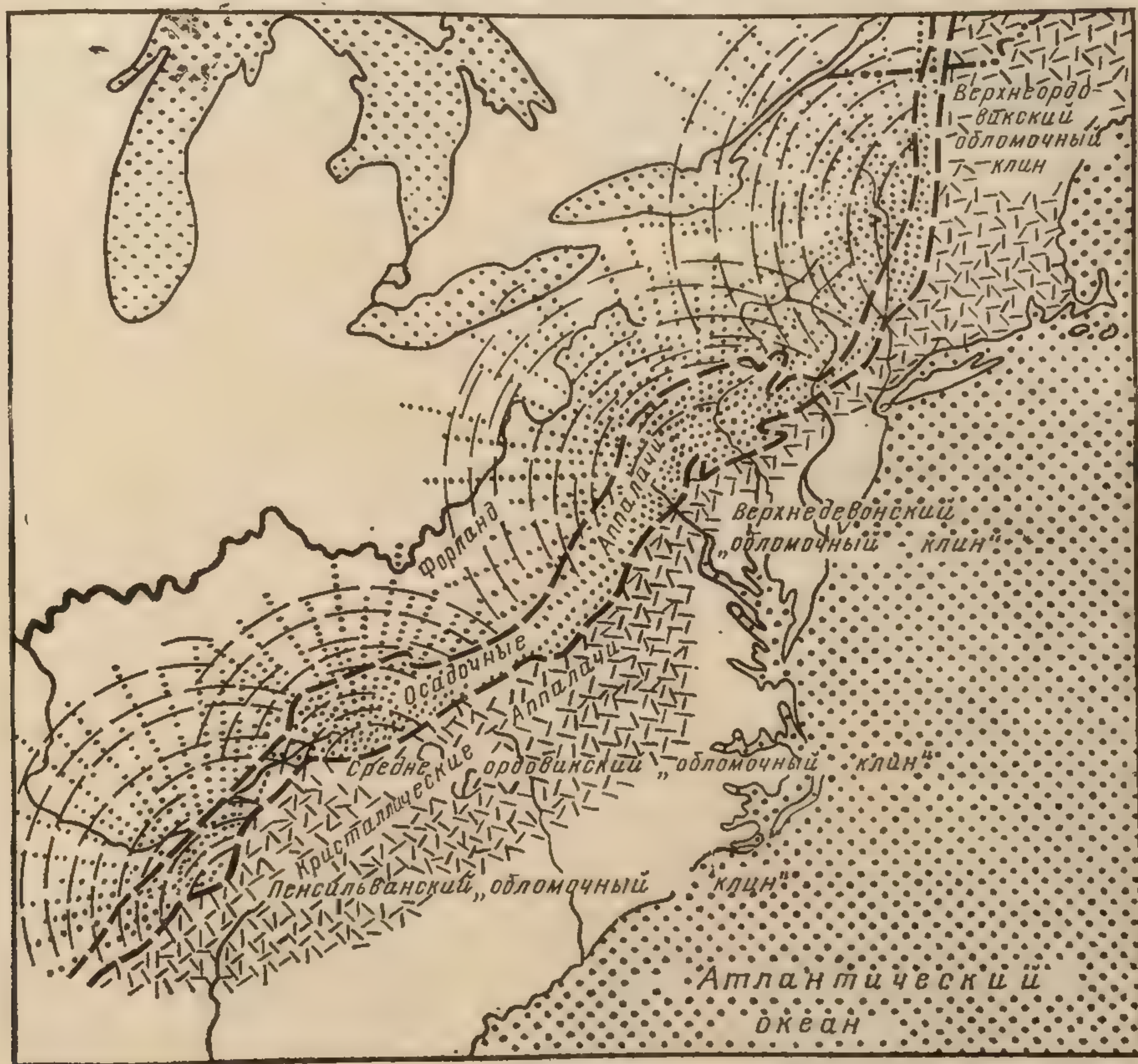


Рис. 31. Распространение выклинивающихся обломочных толщ различного возраста в Южных Аппалачах. По Ф. Кингу, 1961

Обломочные клинья среднего — верхнего ордовика Южных Аппалачей представляют, вероятно, дельтовые накопления и отмечают своим положением устьевые участки крупных рек, впадавших с востока в Аппалачское море. С восточной стороны эти дельты ограничивались, очевидно, обширными массивами суши, и возникновение каждой из них было связано с воздыманием области «питающего» массива суши и



Тускарора, кварциты Шавангун), до 1000 м мощности, к юго-западу постепенно утоняющейся и, наконец, на юго-западе Аппалачей полностью выклинивающейся. Эта кварцитовая в основном нижнесилурийская толща образует «обломочный клин», подобный обломочным клиньям среднего — верхнего ордовика. Но сравнительно небольшая мощность раннесилурийского «клина», широта его распространения и кварцевый состав слагающих его пород придают ему несколько особый характер, сближая его с толщами кварцевых песчаников и кварцитов, залегающих в основании нижнепалеозойских слоев Северо-Американской платформы.

Над толщей кварцитов Тускарора и ее стратиграфических аналогов следует песчано-глинистая свита Клинтон позднеландоверского возраста, которой подчинен горизонт (клинтоновский) осадочных оолитовых железных руд, достигающий наибольшей мощности на юго-западе Южных Аппалачей (Алабама), где он приобретает большое промышленное значение.

Надклинтоновская (надландоверская) часть слоев силура и отложения девона — нижнего миссисипия на юго-западе Аппалачей (Алабама) представлены маломощной пачкой кремнистых и кремнисто-глинистых пород лептогеосинклинального типа. В центральной части Южных Аппалачей (Теннесси — Виргиния) эти отложения, несколько увеличиваясь в мощности, приобретают «обычный» терригенный состав (песчаники, глинистые сланцы, алевролиты). Но далее к северо-востоку (Пенсильвания — Нью-Йорк), в районе северо-восточного замыкания геосинклинального прогиба Южных Аппалачей s.str. и выполаживания возникшей на его месте складчатой системы, их мощность резко возрастает, в основном за счет слоев среднего — верхнего девона. Одновременно в их составе появляются карбонатные породы (в позднем силуре — раннем девоне) и красноцветные отложения, образующие в среднем — верхнем девоне мощный обломочный клин. Силурийско-нижнемиссисипская часть разреза распадается при этом на два комплекса слоев: силур — ранний нижний девон и поздний нижний девон — верхний девон; в основании верхнего из них появляется характерный горизонт кварцевых (стекольных) песчаников Орискани. Формированию последних предшествовал перерыв в осадконакоплении, непродолжительный, по-видимому, в Аппалачах, но возрастающий в значении к западу, в сторону Северо-Американской платформы. Песчаники Орискани, подобно песчаникам и кварцитам основания силура (Тускарора, Альбион, Шавангун), формировались, по-видимому, за счет «зрелого» обломочного материала, поступавшего со стороны Канадского щита.

Песчаники Орискани кроются пачкой известняков Онондага, вместе с которыми они образуют четко выраженный осадочный цикл, сменяющийся выше по разрезу обломочным клином среднего — верхнего девона (см. рис. 31). Последний в своей восточной утолщенной части сложен толщей континентальных красноцветных пород, преимущественно алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые в западном направлении, в сторону платформы, быстро замещаются сероцветными лагуновыми и далее к западу — морскими глинистыми и карбонатными отложениями. Образование средне-верхнедевонского обломочного клина было связано с развитием в Северных Аппалачах акадской складчатости и общим воздыманием охваченной этой складчатостью территории. Сравнительно тонкозернистый состав пород данного «клина» указывает, однако, на незначительное воздымание «питающей» суши или на ее удаленность от места нахождения сохранившейся части соответст-



вующего обломочного клина. В начале карбона воздымание распространилось на северо-восточную окраину Южных Аппалачей, что привело в этом районе к перерыву в осадконакоплении, размыву значительной части средне-верхнедевонского обломочного клина и трансгрессивному залеганию верхней части нижнемиссисипских слоев Поконо.

В целом, как мы видим (см. рис. 25), маломощные (менее 1000 м) слои среднего ордовика — нижнего миссисипия юго-западной части Южных Аппалачей (Алабама), внизу (ордовик) — карбонатные, вверху (силур — нижний миссисипий) — кремнисто-глинистые, в северо-восточном направлении все более увеличиваются в мощности (до 5000—6000 м) и сменяются песчано-алевролитовыми отложениями со все большим участием в их составе (в верхнем ордовике, верхнем силуре, среднем — верхнем девоне) красноцветных лагунно-континентальных образований.

Карбонатные отложения среднего — верхнего ордовика юго-западной части Южных Аппалачей замещаются терригенными также в западном направлении, в сторону складчатых систем Уачиты и Маратона. Это замещение, как и аналогичное изменение слоев кембрия — нижнего ордовика, происходит в области поперечного Миссисипского погружения Аппалачско-Уачитских структур, приурочиваясь к упоминавшейся зоне флексурообразного перегиба слоев (см. рис. 18). Известняки и доломиты Алабамского разреза переходят здесь в толщу темных глинистых сланцев, до 700—800 м общей мощности, в составе которых далее к западу появляются прослойки песчаников и кремнистых пород.

Силур в области Уачиты и Маратона также представлен терригенными образованиями. Но девон и нижний миссисипий (нижний турне) имеют здесь своеобразный — кремнистый — состав, свойственный отчасти отложениям этого возраста уже в Алабамском разрезе. В области Уачиты и Маратона данный интервал разреза складывается толщей новакулита (лат. *novacula* — бритва; новакулит — бритвенный (точильный) камень) мощностью до 500—600 м. Новакулит, являющийся высококачественным абразивным материалом, — светлая однородная тонкозернистая массивная или тонкослоистая кремнистая порода, сложенная мелкими (1,5—3 мм) угловатыми зернами кварца. В слоях новакулита изредка встречаются скорлупки радиолярий и иглы кремневых губок. Слои массивного новакулита, до 30—50 м мощности, чередуются с тонкими прослоями глинистых сланцев и с пачками тонкого переслаивания новакулита и глинистого сланца, сходными по строению с ленточными глинами (варвами) приледниковых озер четвертичного времени. Если, таким образом, новакулит как порода отличается однородностью, то толща новакулита в разрезе достаточно изменчива по строению. Аналогичная изменчивость (фациальная) отмечается для толщи новакулита и в пространстве — в различных районах ее распространения соотношение между слоями новакулита и прослаивающими его глинистыми сланцами заметно меняется, вплоть до преобладания последних. Фациальная изменчивость толщи новакулита указывает, по-видимому, на относительно мелководную обстановку ее образования.

Условия образования новакулита остаются пока предметом дискуссии. Многие авторы приписывают ему вулканическое (туфогенное?) происхождение. Однако в составе новакулита компоненты определенно вулканического генезиса отсутствуют, и ни в толще новакулита, ни в составе одновозрастных отложений смежных районов присутствия каких-либо достоверно вулканических образований не установлено. Существенно в то же время, что одновозрастные с новакулитом кремнистые породы (кремни, кремнистые сланцы, кремнистые известняки)



широко распространены как в Южных Аппалачах, так и за их пределами, в области платформы. Накопление в девонско-раннемиссисипское время кремнистых осадков было, таким образом, для Северной Америки явлением общего характера, которое во всем его объеме вулканической деятельностью объяснить, очевидно, нельзя. И прямые, и косвенные данные указывают на осадочное происхождение новакулита, который образовался, по-видимому, за счет химического (?) или (и?) биохимического (?), или (и?) биогенного осаждения кремнезема в морском, вероятно мелководном, бассейне окраинно- или внутриконтинентального типа, отчасти, как полагают некоторые исследователи, за счет приноса в бассейн обломочного кварца эоловым путем.

Неметаморфизованные полого залегающие отложения среднего палеозоя, сходные по составу и строению со слоями того же возраста Уачиты и Маратона, вскрыты скважинами в пределах Флоридской плиты, где они налегают на толщу верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников. Нижне-среднепалеозойские отложения северной Флориды — южной Джорджии хорошо палеонтологически охарактеризованы фауной «атлантического» типа. Средний-верхний ордовик, силур и нижний девон представлены здесь толщей темно-серых и черных глинистых сланцев в несколько сотен метров мощности, сменяющихся вверх по разрезу (в среднем девоне?) тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Отложения более молодые, чем среднедевонские, здесь неизвестны.

#### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО (КАЛЕДОНСКОГО) ЭТАПА РАЗВИТИЯ АТЛАНТИД

В структурном и палеогеографическом развитии Западных и Северных Восточных Атлантисов раннепалеозойский (каледонский) этап имел особое значение, поскольку именно для этого этапа предположение о существовании внутри Каледонского пояса океанического бассейна — Протоатлантика (Япетуса) — представляется многим исследователям наиболее обоснованным. Если для кембрия — тремадока предположение о существовании Япетуса базируется лишь на палеобиогеографических данных — о распространении фаун «тихоокеанской» и «атлантической» провинций (см. рис. 28), то для более позднего ордовика и силура то же предположение «подкрепляется» данными по магматизму некоторых районов Каледонского пояса, продуктам начальной стадии которого приписывается океаническое происхождение. Поскольку в девоне после каледонской складчатости Япетуса в пределах Каледонского пояса, очевидно, уже не существовало, на ордовик — силур падает при этом как основная фаза раскрытия Япетуса, так и стадия его замыкания.

Магматические образования, которые рассматриваются как фрагменты океанической коры, распространены в Каледонском поясе весьма ограничено. Это комплекс Балантре в Гирванском округе юго-западной Шотландии, сходный с ним комплекс пород северного Ньюфаундленда и некоторые другие менее представительные выходы ультрабазитов в Северных Аппалачах. Все эти образования приурочены к линиям крупных разломов, и появление их на поверхности может, естественно, именно этой приуроченностью и объясняться. Никаких других следов рубца от замкнувшегося Япетуса в Каледонском поясе не отмечается. Поэтому положение данного рубца у разных авторов оказывается различным. По одной из недавних реконструкций (Филлипса,



Стиллмена и Мерфи, 1976) рубец, о котором идет речь, проводится на Британском отрезке Каледонского пояса прямолинейно между подзонами Южно-Шотландской возвышенности и Озерного округа, которые в эпоху существования Япетуса должны были располагаться на его противоположных берегах. К юго-востоку от Япетуса находилась по этой реконструкции область распространения «атлантических» форм граптолитов, а к северо-западу — «тихоокеанских». Какие формы граптолитов населяли при этом сам Япетус и почему его акватория могла служить непреодолимым барьером для граптолитов — остается неясным.

Для территории Британских островов слабо выраженные различия ордовикских «атлантических» и «тихоокеанских» фаун значительно проще и естественнее объясняются влиянием различных течений, способствовавших расселению обитателей различных провинций (рис. 32).

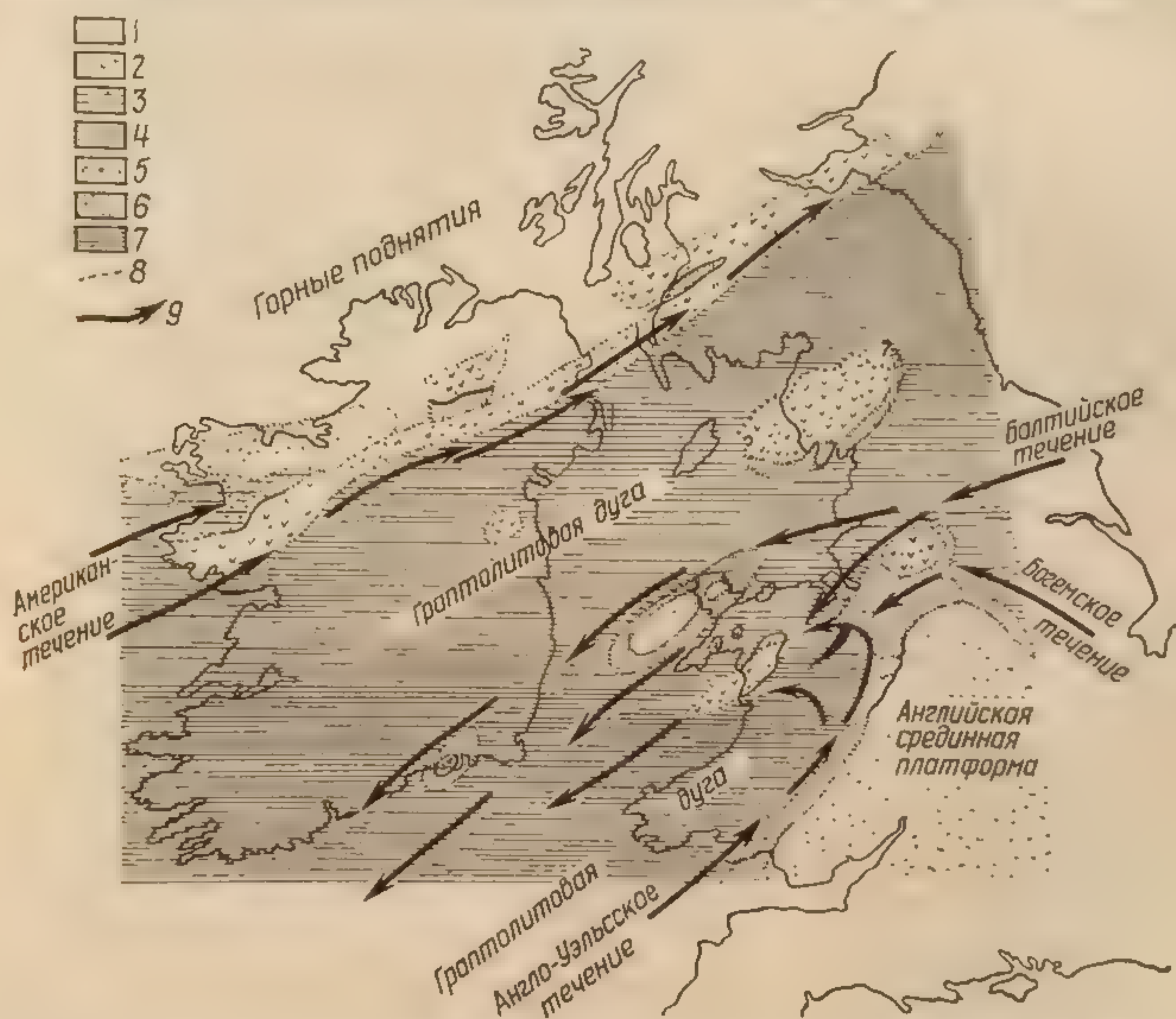


Рис. 32. Палеогеография позднего ордовика Британских островов. По Williams, 1969: 1 — области поднятия; 2 — вулканические острова; 3 — дельтовые фации; 4 — ракушняковые фации; 5 — подводные потоки и пеплы; 6 — турбидиты; 7 — граптолитовые сланцы; 8 — разломы; 9 — океанские течения

Можно добавить еще, что разрезы карадокских и более молодых слоев ордовика — силура Южно-Шотландской возвышенности и Озерного округа сходны между собой (см. рис. 29) и отлагались, по-видимому, в едином бассейне, а не на разных флангах океана Япетуса.

Существование в пределах Каледонского пояса раннепалеозойского океанического бассейна с фактической стороны обосновано, как мы видим, очень слабо и из имеющихся фактических данных никак не вытекает, хотя очевидно в то же время, что ширина Каледонского пояса была до складчатости значительно больше, чем до нее. Реконструкции же Япетуса представляются искусственными построениями, обязанными своим появлением лишь приверженности их авторов к идеям Новой глобальной тектоники.



в эпоху существования Япетуса должны были располагаться на его противоположных берегах. К юго-востоку от Япетуса находилась по этой реконструкции область распространения «атлантических» форм граптолитов, а к северо-западу — «тихоокеанских». Какие формы граптолитов населяли при этом сам Япетус и почему его акватория могла служить непреодолимым барьером для граптолитов — остается неясным.

Для территории Британских островов слабо выраженные различия ордовикских «атлантических» и «тихоокеанских» фаун значительно проще и естественнее объясняются влиянием различных течений, способствовавших расселению обитателей различных провинций (рис. 32).

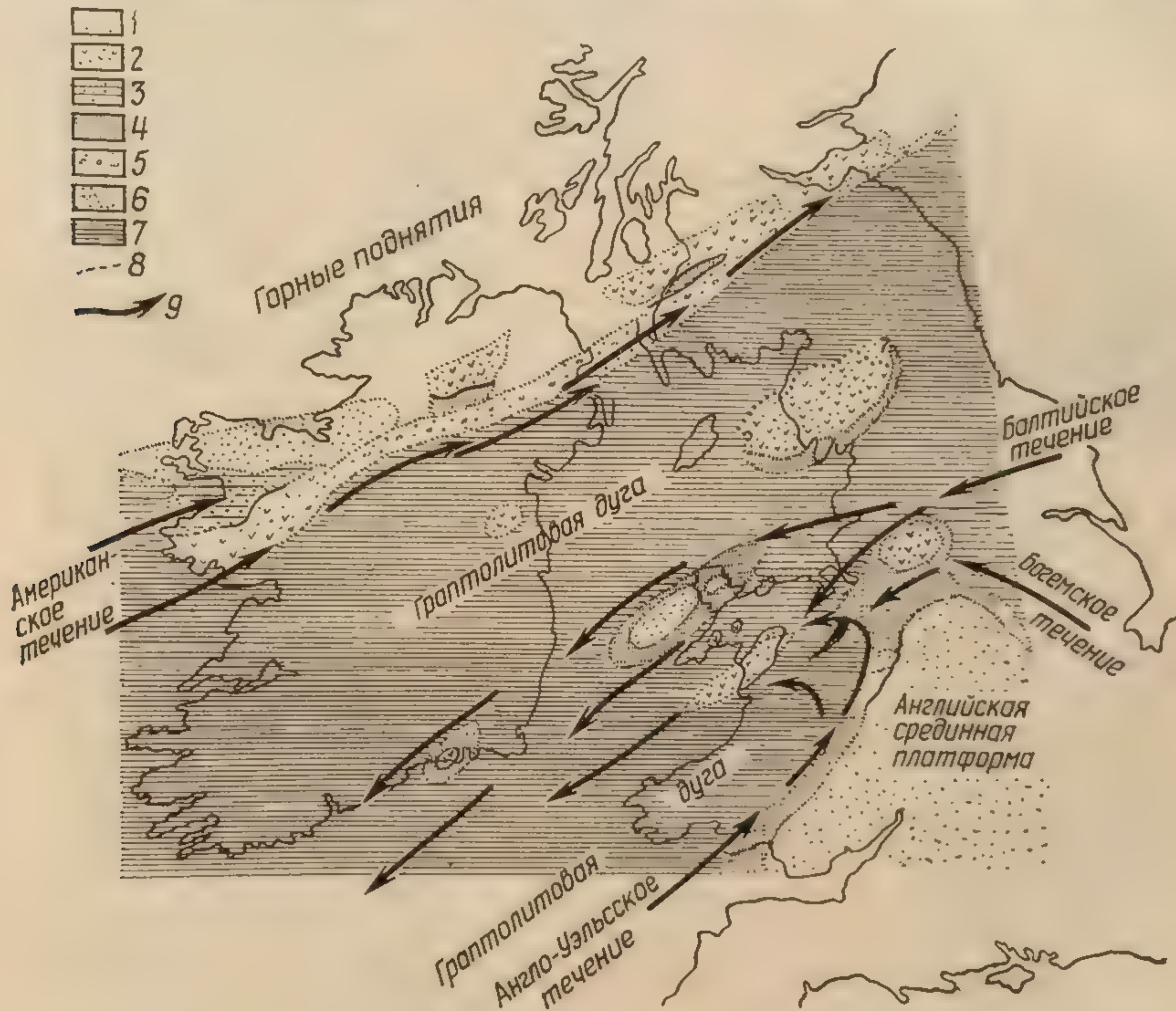


Рис. 32. Палеогеография позднего ордовика Британских островов. По Williams, 1969: 1 — области поднятия; 2 — вулканические острова; 3 — дельтовые фации; 4 — ракушняковые фации; 5 — подводные потоки и пеплы; 6 — турбидиты; 7 — граптолитовые сланцы; 8 — разломы; 9 — океанские течения

Можно добавить еще, что разрезы карадокских и более молодых слоев ордовика — силура Южно-Шотландской возвышенности и Озерного округа сходны между собой (см. рис. 29) и отлагались, по-видимому, в едином бассейне, а не на разных флангах океана Япетуса.

Существование в пределах Каледонского пояса раннепалеозойского океанического бассейна с фактической стороны обосновано, как мы видим, очень слабо и из имеющихся фактических данных никак не вытекает, что ширина Каледонского пояса бы-



Для Центральных и Южных Восточных Атлантид раннепалеозойский этап был временем сравнительно спокойного слабо дифференцированного развития, в ходе которого он был почти не обособлен и каледонская складчатость, как ранняя (предкарадокская), так и поздняя, заметной роли не сыграла.

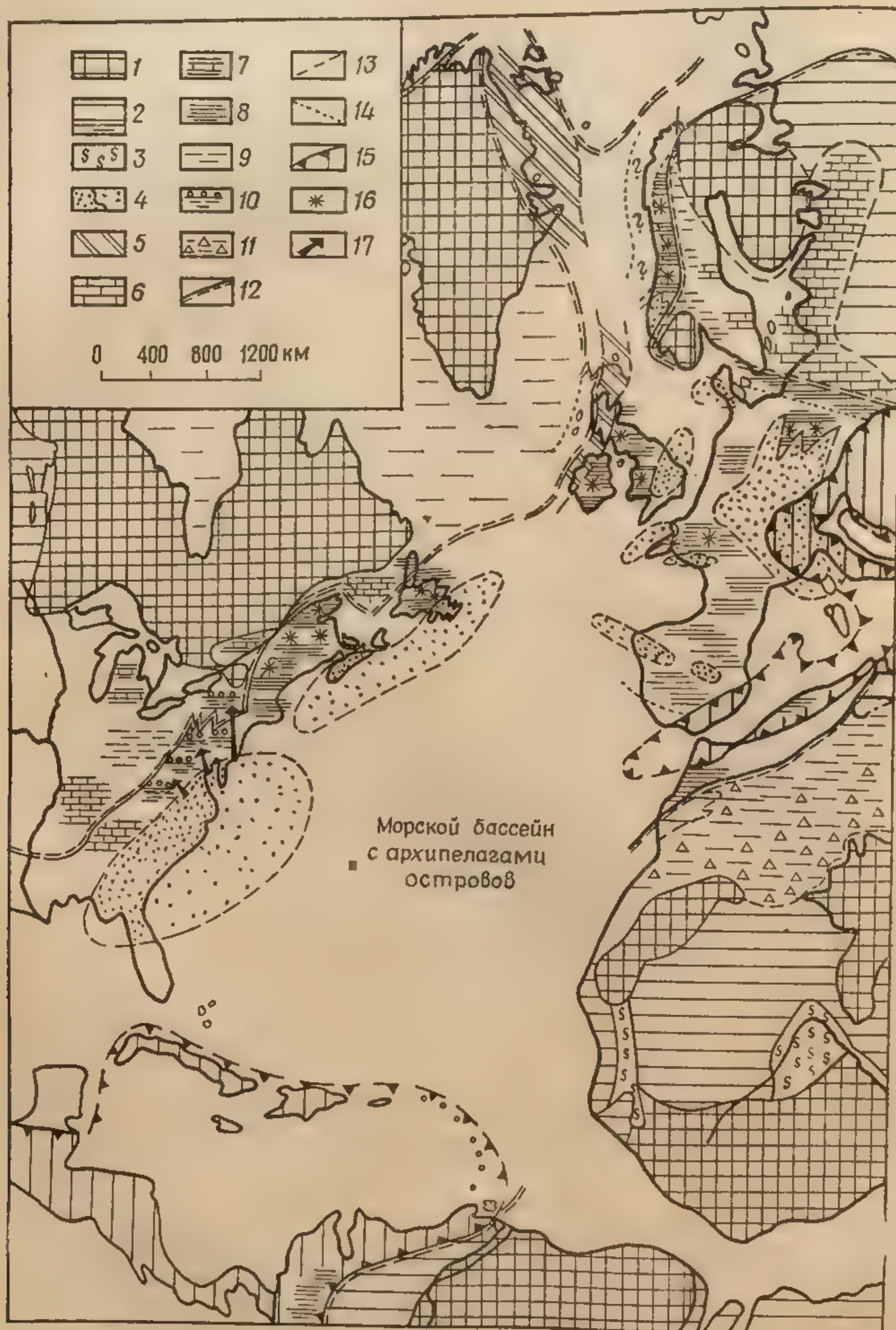


Рис. 33. Схема распространения основных типов осадков второй половины ордовика в области Атлантид и прилегающих к ней участков платформ.

1—5 — области денудации: 1—4 — то же, что на рис. 28; 5 — в пределах салаирских складчатых сооружений Арктических и Северных Атлантид.  
 6—11 — основные типы осадков: 6—9 — то же, что на рис. 28 (5—8); 10 — морские терригенные внизу, континентальные красноцветные вверх; 11 — морские терригенные на платформах, с ледниковыми образованиями конца ордовика (ашгилия).  
 12—17 — прочие обозначения: 12—15 — то же, что на рис. 28 (15—18); 16 — проявления вулканизма; 17 — направление сноса обломочного материала



По типу формировавшихся на рассматриваемом этапе осадков область Атлантид разделяется на четыре основные провинции (рис. 33). Территория Гебридской и Грампианской зон Северных Восточных Атлантид была, по-видимому, на данном этапе приподнятой, и осадконакопление в ее пределах прекратилось. В пределах Каледонского пояса, а также Уэльса и Северных Аппалачей осадконакопление достигало местами большой интенсивности (мощности до 10 000 м и более) за счет формирования мощных грубообломочных толщ, но отличалось неоднородностью как во времени, так и в пространстве и сопровождалось во многих районах излияниями лав преимущественно кислого, отчасти среднего состава. Резко отличный сравнительно однообразный песчано- или кварцито-сланцевый состав и относительно небольшую мощность имеют ордовикско-силурийские образования Ц. и Южн. Восточных Атлантид. Лишь в их позднесилурийской части получают местами развитие карбонатные породы. Своеобразный сильно меняющийся как по простиранию, так и вкрест простирания складчатой системы характер имело, наконец, на рассматриваемом этапе осадконакопление в Южных Аппалачах, тип которого определялся возникновением на различных участках складчатой системы и в различное время более или менее обширных осадочных клиньев.

Несмотря на различия характера раннепалеозойских отложений в упомянутых выше провинциях общим для них было накопление в ряде районов лептогеосинклинальных образований, продолжавшееся местами в пределах Франко-Богемского и Астурийско-Сардинского геоблоков Ц. и Южн. Восточных Атлантид и в Южных Аппалачах и в девонское время.

#### **СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ГЕРЦИНСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ АТЛАНТИД**

##### **Северные Восточные Атлантиды и Реногерцинский пояс**

###### **Континентальный девон (Древний красный песчаник) Северных Восточных Атлантид**

В области Северных Восточных Атлантид рубеж раннепалеозойского (каледонского) и среднепалеозойского (герцинского) этапов развития выражен очень резко. С этого рубежа, отмеченного каледонской (позднекаледонской) складчатостью и связанным с ней общим воздыманием, для Северных Атлантид начинается постгеосинклинальный, квазиплатформенный период развития, в котором, однако, герцинский этап обособлен достаточно четко.

На территории Северных Атлантид девон представлен континентальными красноцветными толщами Древнего красного песчаника. Эта территория представляла в девоне возвышенную, отчасти, вероятно, горную сушу — Красный материк, как ее нередко называют, в пределах которой накопление осадков — толщ Древнего красного песчаника — протекало в обособленных, возможно, частично сообщавшихся между собой межгорных котловинах. Несколько таких котловин, наиболее типичных и лучше всего изученных, располагалось в области Британских островов (рис. 34). Центральное место среди них занимала крупная грабенообразная **Каледонская впадина**, возникшая вдоль северо-западного края Каледонской зоны на месте подзоны Срединной долины. С северо-запада Каледонская впадина ограничена Краевым разломом Грампианского нагорья, а с юго-востока — разломом Южно-Шотландской возвышенности (КРГН и РЮ-ШВ на рис. 22). Эти разломы, во



всяком случае первый из них, возникли и развивались уже в девоне и оказывали заметное влияние на ход осадконакопления в ограниченной ими впадине. На востоке впадина выходила за пределы Срединной долины, вдаваясь узким глубоким Чивиотским заливом в область Южно-Шотландской возвышенности. Возможно, что северо-восточным продолжением Каледонской впадины является узкий грабен, заполненный Древним красным песчаником, на атлантическом побережье Норвегии в районе Тронхейма.

Каледонская впадина выполнена толщей девонских и каменноугольных отложений мощностью до 7000—8000 м, накопление которых протекало не непрерывно. В среднем девоне прогибание и осадконакопление здесь приостановилось, в связи с чем отложения среднего

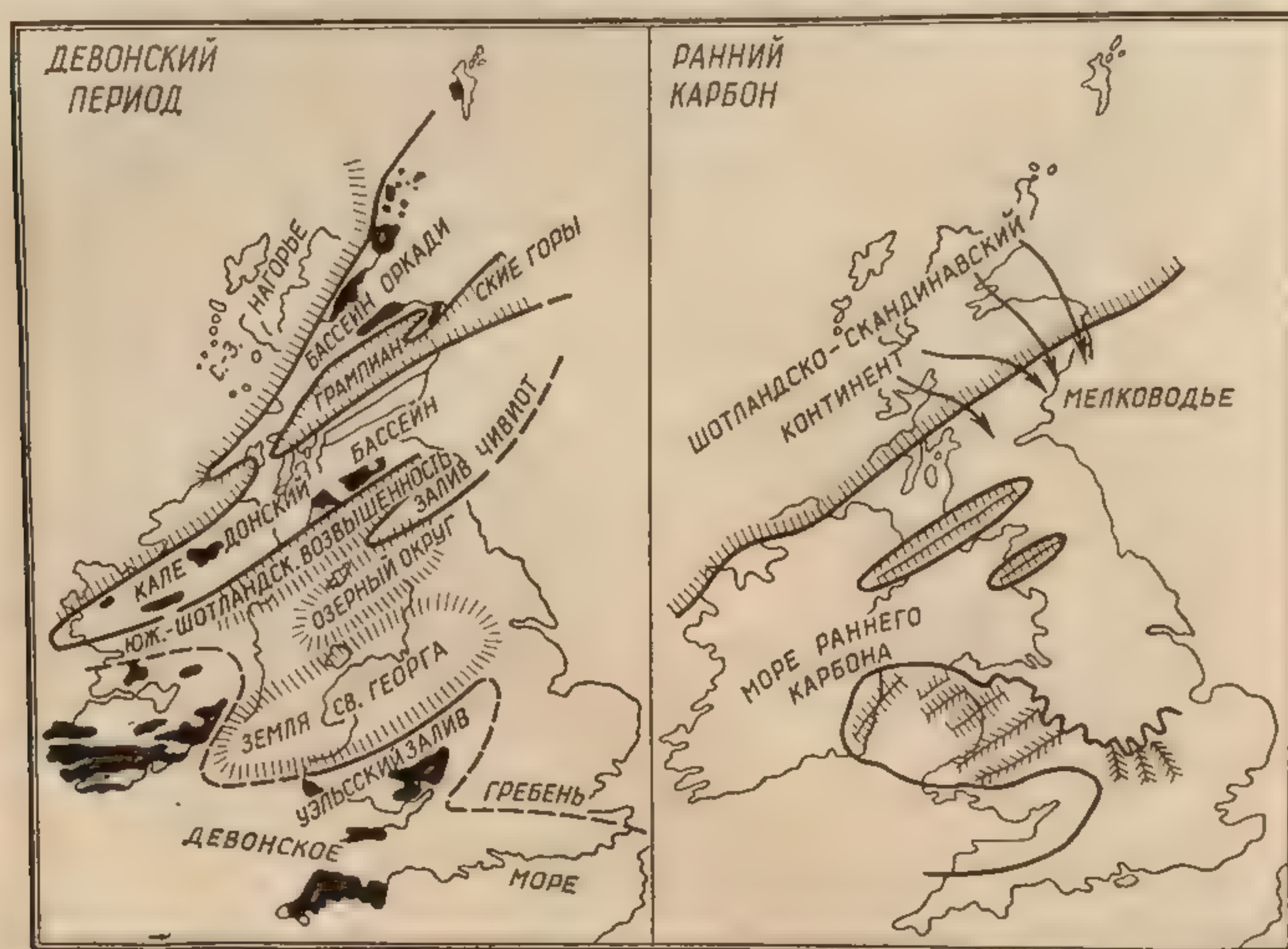


Рис. 34. Палеогеография Британских островов в девоне и раннем карбоне. Черным (на левом рисунке) показаны выходы на поверхность девонских отложений

Древнего красного песчаника здесь отсутствуют.

Нижний Древний красный песчаник, достигающий 3000—4000 м мощности, представлен в Каледонской впадине главным образом грубыми красными песчаниками и конгломератами с мощными покровами кислых (дациты, риолиты) и основных (андезиты, базальты) лав, развитых как в пределах основной впадины, так и Чивиотского залива. Конгломераты распространены преимущественно в прибрежных частях впадины. К ее центру слои конгломератов утоняются и выклиниваются, замещаясь более тонкими обломочными породами. Неравномерное погружение по краевым разломам с одновременным поднятием бортов впадины приводило к периодическому размыву и переотложению в виде конгломератов ранее образовавшихся вулканических пород (рис. 35).

На эпоху среднего Древнего красного песчаника в Каледонской впадине приходится, как отмечалось, перерыв в накоплении осадков. В течение этой эпохи, отвечающей примерно среднему девону, слои нижнего Древнего красного песчаника были приподняты, несколько деформированы и частично денудированы. В результате верхний Древний красный песчаник ложится на подстилающие слои с размывом и не-



большим несогласием, начиная новый крупный — девонско-верхнекаменноугольный — цикл осадконакопления.

Верхний Древний красный песчаник имеет в Каледонской впадине сравнительно небольшую мощность (до 600—800 м). Начинаясь базальным конгломератом, он слагается толщей красных и пестрых песчаников, в верхней части которой появляются прослои мергелей и известняков.

Органическими остатками слои Древнего красного песчаника Каледонской впадины сравнительно бедны. В отдельных прослоях в них встречаются остатки рыб и бесчелюстных, позволяющие сопоставлять по возрасту эти слои с аналогичными образованиями других районов Северных Атлантид.

Севернее Каледонской впадины, уже в пределах Грампианской зоны, располагалась не менее обширная **Оркадская впадина**, большая часть которой погружена в настоящее время под водами Северного моря. Основное прогибание Оркадской впадины и заполнение ее осадками происходило в среднем девоне, в эпоху среднего Древнего красного песчаника, когда Каледонская впадина, наоборот, была охвачена воздыманием. Девонские отложения Оркадской впадины характеризуются серой, зеленовато-серой и даже темно-серой окраской и сравнительно тонкозернистым составом. Только в основании этой сероцветной толщи развиты красные песчаники, аркозы и конгломераты обычного для Древнего красного песчаника типа. Основная часть разреза впадины представлена мощной (до 4000—5000 м) толщей сероцветных тонкозернистых правильно тонкослоистых плитчатых песчаников (плитняков — Flagstones), отчасти также темных богатых органическим веществом глинистых сланцев (см. рис. 35). Плитняки этой толщи обычно известковисты и заключают местами тонкие прослои известняков. Они бедны ископаемыми: здесь встречаются главным образом остатки пресноводных рыб, переполняющие иногда отдельные прослои, образуя протяженные «рыбные слои». Образование последних объясняется полным или почти полным высыханием мелкого озерного водоема и гибелью вследствие этого всего его рыбного населения.

Отложения основной части среднего Древнего красного песчаника Оркадской впадины представляют осадки обширного, но, вероятно, очень мелкого солоноватого (?) озера, подобного, возможно, современному оз. Балхаш в Центральном Казахстане. Обычная карбонатность пород, следы периодического высыхания значительных участков водоема и некоторые другие признаки указывают на засушливый климат окружающей местности, который, однако, мог в отдельные эпохи несколько увлажняться. Сравнительно тонкозернистый состав осадков Оркадского озера говорит о том, что в период их накопления озеро располагалось среди равнины и лишь на некотором удалении от него могли существовать в то время возвышенные, возможно горные, участки суши.

Накопление слоев среднего Древнего красного песчаника Оркадской впадины завершилось их слабой деформацией и общим воздыманием области впадины. Вскоре, однако, прогибание возобновилось и на размытой поверхности этих слоев стали формироваться слои верхнего Древнего красного песчаника. Эти последние достигают общей мощности 1000—1200 м и представлены желтыми и красными песчаниками с прослоями конгломератов, отчасти также пестрыми сланцами и плитняками с прослоями мергелей и кремнистых известняков. Серия этих слоев включает также маломощные покровы основных вулканических пород (см. рис. 35).

Мощные толщи типичного Древнего красного песчаника распрост-



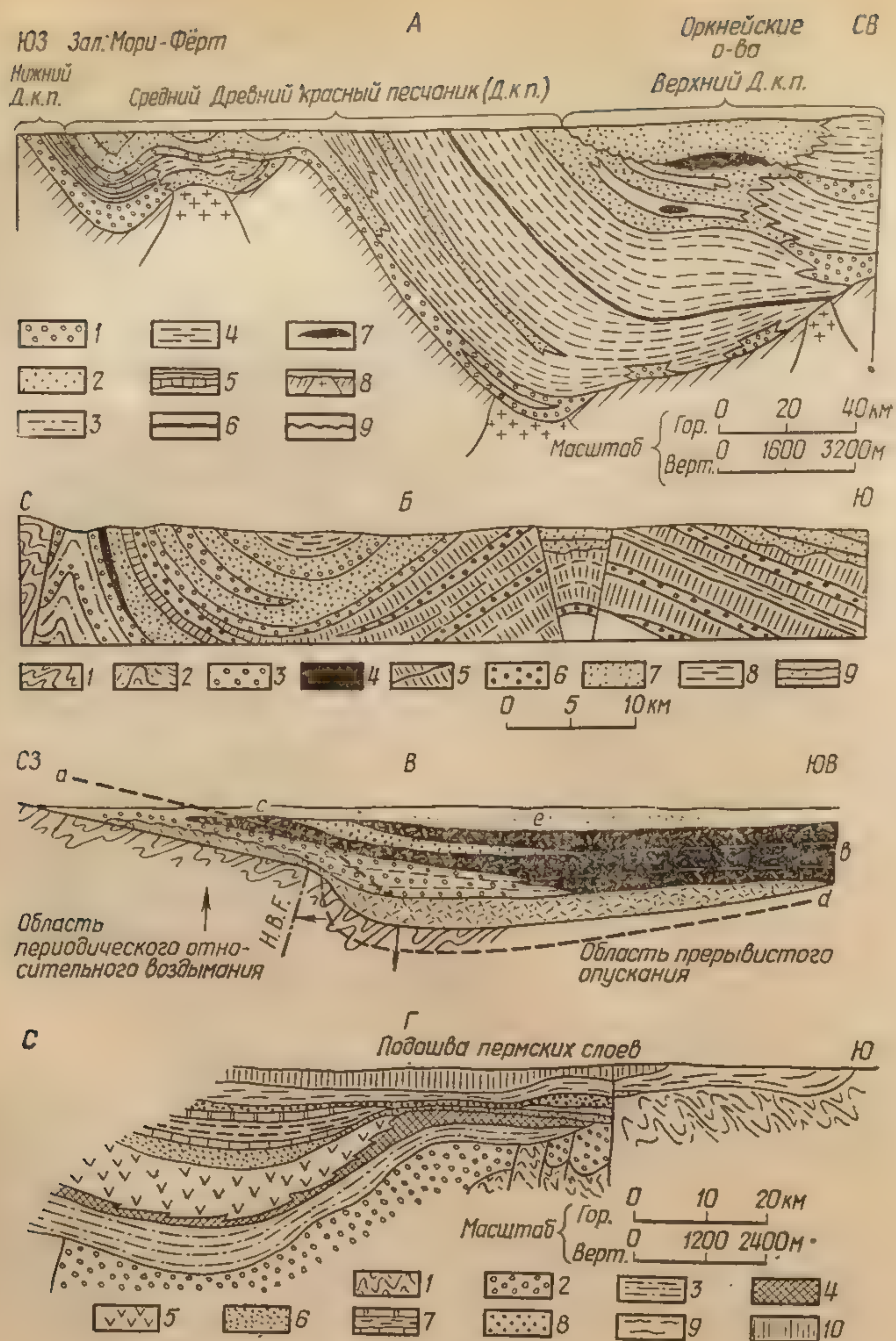


Рис. 35. А — схема строения Древнего красного песчаника Оркадской впадины. По Burollet и др., 1969, упрощено:

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — плитчатые алевролиты («плитняки» Flagstones), 5 — глинистые сланцы с прослоями известняка, 6 — «рыбный слой», 7 — лавы, 8 — кристаллические сланцы и граниты докембрия, 9 — размыв.

Б — схематический профиль через зону развития нижнего Древнего красного песчаника в северо-восточной части Каледонской впадины. По Greig, 1965:

1 — Дальред; 2 — Даунтон; 3—8 — нижний Древний красный песчаник; 3 — «конгломераты Нагорья»; 4 — лавы кислого состава (дациты, риолиты), происходящие с Нагорья, 5 — лавы основного состава (базальты, андезиты) «южного» происхождения, 6 — вулканические конгломераты, возникшие за счет их размыва, 7 — песчаники, 8 — алевролиты; 9 — верхний Древний красный песчаник.

В — схема, показывающая влияние движений в зоне краевого разлома Грампианского нагорья на осадконакопление в прилегающей части Каледонской впадины в эпоху накопления нижнего Древнего красного песчаника. По Greig, 1965:

Н. В.Р. — краевой разлом Грампианского нагорья; а — первоначальная поверхность



ранены также на Шпицбергене и на восточном побережье Гренландии, где с ними связаны значительные массы вулканических пород. В этих районах они выполняют крупные грабенообразные впадины, вытянутые в меридиональном направлении. И в Гренландии, и на Шпицбергене представлены слои нижнего, преимущественно красноцветные, и среднего, в основном сероцветные, Древнего красного песчаника. На Шпицбергене за отложением среднего Древнего красного песчаника последовали слабая складчатость (свальбардская), воздымание и денудация местности. После перерыва, падающего на первую половину позднего девона, отложились трансгрессивно залегающие слои позднего верхнего девона — верхнего Древнего красного песчаника, начинающего новый «каменноугольный» цикл осадконакопления.

Особое место в области Северных Атлантис занимали депрессии, располагавшиеся у ее южного края и свободно открывавшиеся к югу в сторону Реногерцинского пояса. Одна из них — Англо-Уэльсская — располагалась в пограничных районах Англии и Уэльса, вторая — занимала значительную южную часть Ирландии (см. рис. 34).

Англо-Уэльсский девонский прогиб образовался на месте шельфовой области силурийского времени в результате смещения (миграции) геосинклинального прогиба Уэльса в юго-восточном направлении. В раннем девоне это смещение продвинулось в южный Уэльс и смежные с ним районы Англии. Девон Англо-Уэльсского прогиба представлен в основном нижним Древним красным песчаником, который в юго-восточной части прогиба согласно налегает на слои силура. На юго-западе Уэльса согласное залегание переходит в несогласное и трансгрессивное. Нижний Древний красный песчаник Англо-Уэльсского прогиба, достигающий 1500—2000 м общей мощности, подразделяется на три серии слоев: даунтонскую (нижнюю), диттонскую и бреконскую; нижняя из них некоторыми исследователями рассматривается еще в качестве верхнего подразделения (яруса) силура.

В основании даунтона располагается характерный широко распространенный «Лудловский костяносный слой» (Ludlow Bone Bed) известковистого песчаника или алевролита, часто косослоистого с потертыми скелетными остатками (костями, чешуями, иглами) рыб, раковинами моллюсков и плеченогих и желваками фосфорита. Органические остатки этого слоя частично вымыты и переотложены из подстилающих лудловских слоев силура, частично, по-видимому, характеризуют обстановку и время образования самого костяносного слоя.

Вышележащая толща слоев даунтона и диттона складывается ритмичным повторением однотипно построенных пачек слоев мощностью до нескольких десятков метров. Базальные слои каждой пачки залегают на размытой поверхности слоев предыдущей пачки и представлены грубым косослоистым песчаником, который вверх сменяется более тонкозернистым горизонтальнослоистым песчаником и алевролитом. В ниж-

кислых вулканитов, флексуобразно изогнутая в зоне разлома; *в* — размыт кислых лав на северо-западе продуцирует «конгломераты Нагорья», накапливающиеся в краевой части впадины, которая заполняется одновременно основными лавами, поступающими с юго-востока; *с* — дальнейшее поднятие на северо-западе вызывает размыт основных лав и образование «вулканических конгломератов»; *д* — продолжающееся погружение на юго-востоке снова подчеркивает асимметрию бассейна; *е* — общее погружение вызывает смещение береговой линии к северо-западу и накопление относительно тонкозернистых осадков.

**Г** — верхний Древний красный песчаник и каменноугольные образования Каледонской впадины. По Джорджу, 1962:

1 — ордовик и силур; 2 — нижний Древний красный песчаник; 3 — верхний Древний красный песчаник; 4—10 — карбон: 4 — цементные мергели; 5 — лавы плато Клайд (спилиты, диабазы), 6 — нижняя осадочная группа (сланцы, песчаники, мергели), 7 — группа каменноугольного известняка (нижний и верхний известняк и промежуточная угленосная толща), 8 — жерновой песчаник, 9 — продуктивные слои, 10 — безугольные слои



нем диттоне в верхней части этих ритмично повторяющихся пачек (циклов, циклотем) распространены выдержанные пласты конкреционных кремнистых известняков мощностью до 2—3 м. В толще этих слоев встречаются многочисленные остатки рыб и бесчелюстных (панцирных рыб), позволяющих уверенно проводить корреляцию отдельных ее горизонтов с девонскими образованиями других областей. Отложения даунтона и диттона Англо-Уэльсского прогиба представляют образования надводной части обширной дельты, возникшей на месте морского бассейна лудловского времени, оттесненного в девоне к югу за пределы рассматриваемого прогиба.

Верхняя бреконская серия складывается мощной (до 1000—1200 м) толщей бурых и серых песчаников с галькой ордовикских и силурийских пород. Отложения брекона имеют аллювиальное, частично пролювиальное происхождение, и их появление в разрезе над дельтовыми слоями диттона свидетельствует о резком воздымании каледонских горно-складчатых сооружений Уэльса, ограничивавших Англо-Уэльсский прогиб с северо-запада. После накопления бреконских песчаников территория прогиба воздымается, становится областью денудации, а слои Нижнего Древнего красного песчаника у внутреннего края прогиба охватываются слабой складчатостью. После значительного перерыва, уже в конце девона в южной части прогиба погружение возобновляется. Но оно было подчинено уже другому — широтному — плану и связано с развитием геосинклинальных прогибов Реногерцинского пояса. На размытую поверхность нижнего Древнего красного песчаника на востоке согласно, на западе несогласно ложатся слои верхнего Древнего красного песчаника, которые по возрасту относятся здесь, по-видимому, к самой верхней части верхнего девона. Они сложены толщей, до 150—300 м мощности, пестроокрашенных песчаников и алевролитов, заключающих на западе, в Пембрукшире, морских ископаемых позднего девона. Совершенно согласно, без следов перерыва верхний Древний красный песчаник сменяется вверх по разрезу морскими слоями карбона.

**Девон — карбон (динант — вестфал) западной части  
Реногерцинского пояса**

Как определенная структурно-геологическая единица Реногерцинский пояс оформился лишь с начала девонского периода. В девоне Реногерцинский пояс противопоставлялся области Северных Атлантид и Североморской параплатформы как морской бассейн, окаймляющий с юга «Красный материк» — область развития Древнего красного песчаника. На западе, однако, обстановка «Красного материка» распространялась также на территорию Реногерцинского пояса, а на востоке, наоборот, девонское море протянулось на север за пределы последнего. С начала карбона, с трансгрессией каменноугольного моря, палеогеографическая грань, о которой выше шла речь, стирается, но фрагмент «Красного материка», сохранившийся в виде большого вытянутого в широтном направлении Уэльс-Брабантского острова, отделял все же моря Реногерцинского пояса от морских бассейнов Северных Атлантид и Североморской параплатформы (см. рис. 34). На востоке Уэльс-Брабантский остров, западная часть которого известна как Земля Св. Георга, протягивался до Брабантского массива, а на западе — до восточной Ирландии. Далее к западу простирался, по-видимому, пологий подводный склон (шельф) Земли Св. Георга, в районе которого накапливались каменноугольные отложения Центральной равнины Ирландии.



Таким образом, западная часть Реногерцинского пояса от южной Ирландии до арденнской части Рейнско-Арденнского массива включительно окаймлялась с севера Уэльс-Брабантским островом, который представлял не только палеогеографическую, но и структурную единицу, определявшую как различное простираие: армориканское (юго-восток-северо-западное) — западного, и герцинское (юго-запад-северо-восточное) — восточного отрезков Реногерцинского пояса, так и различия в геологическом развитии этих отрезков.

Наиболее полный непрерывный разрез девонско-каменноугольных отложений представлен в западной, арденнской части **Рейнско-Арденнского массива**. Интенсивное прогибание и накопление значительных толщ осадков (до 10 000 м общей мощности) происходило здесь в девоне и динанте. В последидантское время Арденнский прогиб охватывается общим воздыманием и, возможно, складчатостью (судетская фаза герцинской складчатости). Но его геосинклинальное развитие этим не заканчивается. Одновременно с воздыманием его основной южной части вдоль его северного края возникает новая зона прогибания — краевой прогиб. Последний заполняется толщей слоев (намюра и вестфала), которые в конце карбона также подвергаются складчатости (астурийская фаза герцинской складчатости). Затем следует воздымание зоны краевого прогиба, и она причленяется к ранее сформированной части складчатого сооружения Арденн.

В южном крыле северного — Динантского — синклинория Арденн (рис. 36) базальные образования девона, представленные маломощным (до 10 м) слоем аркозов и конгломератов, трансгрессивно и несогласно налегают на нижнепалеозойские (верхнего кембрия — тремадока) образования древних массивов (Рокруа, Ставело Венн и др.) Центрального антиклинория Арденн. Отложения жединского яруса представлены в Арденнах пестрыми сланцами и песчаниками с остатками рыб и немногих морских беспозвоночных, до 1500—2000 м общей мощности. Эти лагунно-морские образования напоминают нижние — даунтон-диттонские — слои Древнего красного песчаника Англо-Уэльсского прогиба. Верхняя часть нижнего девона (зиген и эмс) представлена мощной толщей песчаников, прослаивающихся и фациально замещающихся в южном направлении сланцами. Это уже морские образования, заключающие в ряде горизонтов обильные остатки морских беспозвоночных, преимущественно плеченогих. В северном крыле Динантского синклинория сланцы этой толщи имеют обычно красную окраску, что указывает на их формирование из того же материала, за счет которого формировались в более северных районах континентальные слои Древнего красного песчаника. К югу, в синклинории Нефшато (Эйфельском), эта красная окраска сменяется серой, а фациально замещается песчано-сланцевой отчасти красноватой серией фациально замещается однообразной по составу толщей темных глинистых сланцев.

В верхнем эмсе и в эйфеле в разрезе северного крыла Динантского синклинория появляются мощные слои красных конгломератов, песчаников и сланцев, частично континентального и лагунно-морского происхождения. К югу эти красноватые породы постепенно выклиниваются, фациально замещаясь однообразными по составу, но частично еще красноватыми глинистыми сланцами. В эйфеле в этих сланцах встречаются первые прослои известняка. Красноватые грубообломочные породы верхнего эмса и эйфеля северного крыла Динантского синклинория говорят о воздымании в это время прилегающей к нему с севера суши (Уэльс-Брабантского массива) и о новом «вторжении» в область Реногерцинского пояса условий расположенного севернее «Красного материка».



Преимущественно терригенные отложения первой половины среднего девона (эйфеля) сменяются вверх по разрезу известняками живета. Живетские известняки, имеющие частично рифогенное происхождение, очень богаты остатками различных морских беспозвоночных — плеченогих, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, кораллов и многих других. Характерно для них присутствие форм (плеченогих, моллюсков) с крупными массивными раковинами. Франский ярус в значительной своей части слагается еще известняками, в частности рифо-

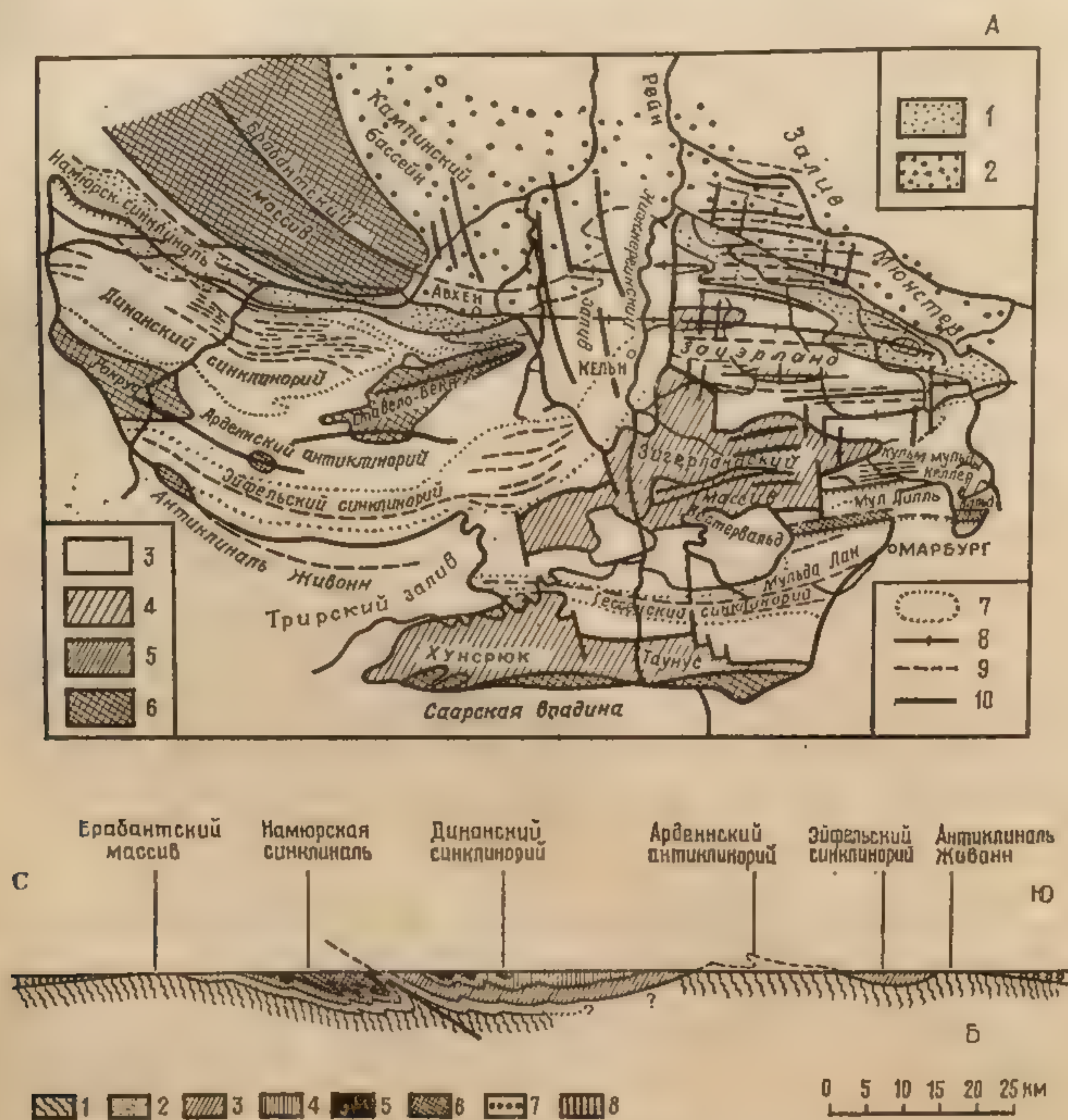


Рис. 36. А — структурно-геологическая схема Рейнско-Арденнского массива. По С. Бубнову:

1—2 — силезий: 1 — на поверхности, 2 — под чехлом; 3 — нижний карбон (кульм); 4 — верхний девон; 5 — нижний и средний девон; 6 — нижний палеозой; 7 — контуры синклинориев; 8 — оси антиклинориев; 9 — оси синклинориев; 10 — разрывы.

Б — схематический геологический профиль через Арденны:

1 — кембрий, 2 — ордовик и силур, 3 — нижний девон, 4 — средний и верхний девон, 5 — динант, 6 — вестфал и стефан, 7 — юрские отложения Парижского бассейна, 8 — кайнозой

генными, которые прослаиваются глинистыми сланцами и выше по разрезу, в фамене, полностью ими вытесняются. Переход от карбонатной (в живете и фране) к терригенной (в фамене) седиментации был связан, возможно, с некоторым углублением бассейна. Вскоре это углубление (если оно вообще имело место) сменяется обмелением и начинается накопление прибрежно-морских, отчасти лагунных и даже континентальных сланцев и песчаников Кондроз с остатками рыб и наземных растений, близких по своему общему характеру к верхнему Древнему красному песчанику Англо-Уэльсского прогиба.



плеченогих, брюхоногих и двусторчатых моллюсков, кератитов и многих других. Характерно для них присутствие форм (плеченогих, моллюсков) с крупными массивными раковинами. Франский ярус в значительной своей части слагается еще известняками, в частности рифо-

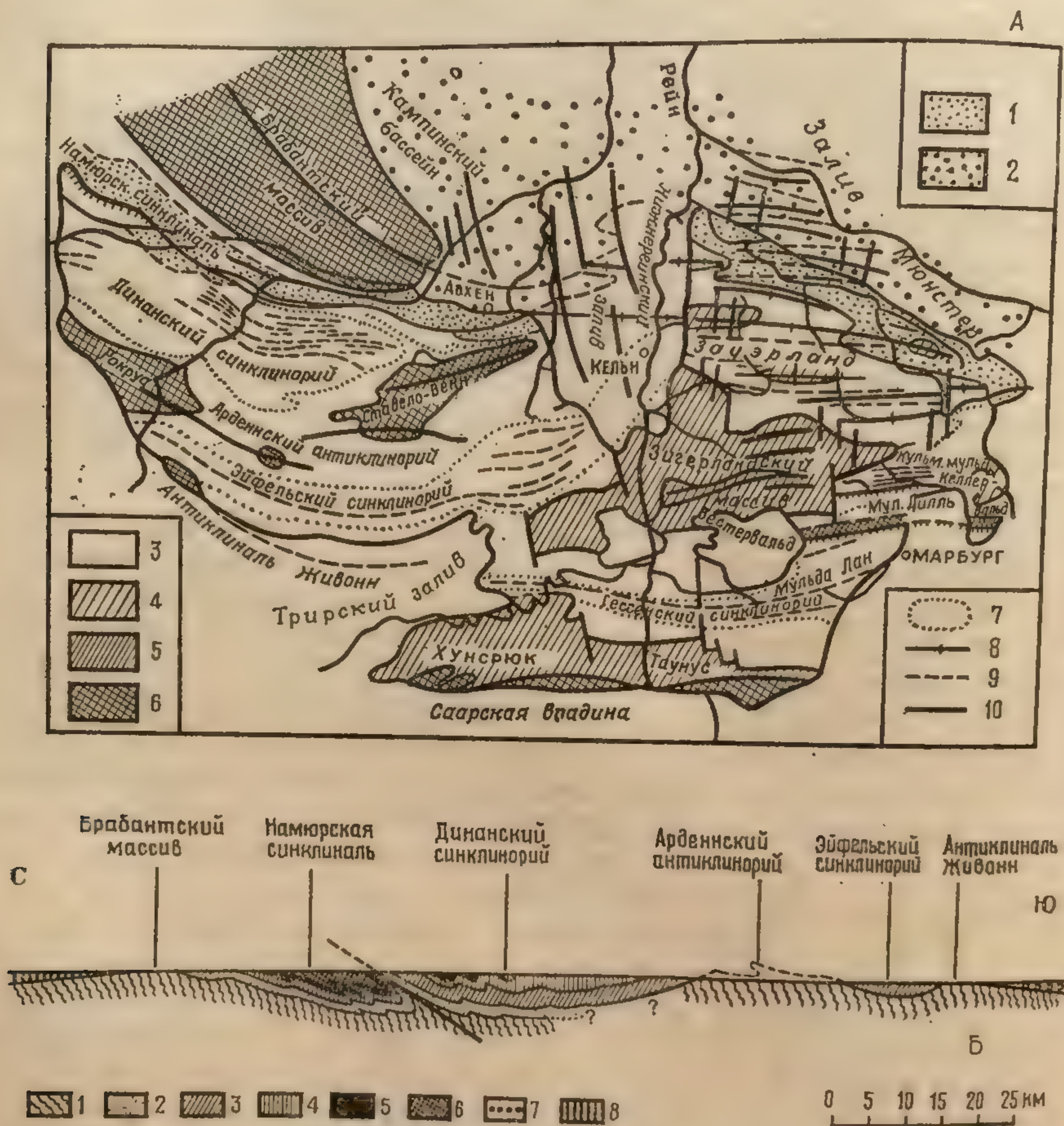


Рис. 36. А — структурно-геологическая схема Рейнско-Арденнского массива. По С. Бубнову:

1—2 — силезий: 1 — на поверхности, 2 — под чехлом; 3 — нижний карбон (кульм); 4 — верхний девон; 5 — нижний и средний девон; 6 — нижний палеозой; 7 — контуры синклинориев; 8 — оси антиклинориев; 9 — оси синклинориев; 10 — разрывы.

Б — схематический геологический профиль через Арденны: 1 — кембрий, 2 — ордовик и силур, 3 — нижний девон, 4 — средний и верхний девон, 5 — динант, 6 — вестфал и стефан, 7 — юрские отложения Парижского бассейна, 8 — кайнозой.

генными, которые прослаиваются глинистыми сланцами и выше по разрезу, в фамене, полностью ими вытесняются. Переход от карбонатной (в живете и фране) к терригенной (в фамене) седиментации был связан, возможно, с некоторым углублением бассейна. Вскоре это углубление (если оно вообще имело место) сменяется обмелением и начи-



Обмеление в конце девона, запечатленное в слоях Кондроз, без перерыва в осадконакоплении сменяется трансгрессией каменноугольного моря. Нижние слои динанта (слои Этрень) представлены в Динантском синклинории переслаиванием известняков и глинистых сланцев с фауной переходного от девона к карбону типа. Верхняя часть динанта (верхний турне и визе) состоит уже толщей известняков, верхняя, визейская, часть которых по типу органических остатков напоминает известняки живета, характеризуясь, как и последние, обилием ископаемых и присутствием среди них форм с крупными массивными раковинами (*Gigantella gigantea* и др.).

Более высокие слои карбона в Динантском синклинории развиты ограниченно и неполно, и, по-видимому, уже в начале намюра территория синклинория испытала общее воздымание и, возможно, складчатость (судетскую). В полном развитии верхние слои карбона сохранились в краевом прогибе, представленном в современной структуре Арденн узким сильно сдвинутым Намюрским синклинорием, отделяющимся от Динантского синклинория зоной надвигов, вдоль которой в гребне Кондроз выведены на поверхность отложения ордовика и силура. Геосинклинальный прогиб, на месте которого образовался впоследствии Намюрский синклинорий, возник в краевой зоне Брабантского массива, сложенного толщами кембрия — силура, смятыми в складки в эпоху каледонской складчатости. Впоследствии, до среднего девона, Брабантский массив, включая и район Намюрского синклинория, представлял область денудации. В среднем девоне южная часть массива погрузилась, и в дальнейшем, на протяжении среднего и верхнего девона и динанта, здесь отлагались преимущественно карбонатные осадки небольшой мощности, лишь в основании которых, в эйфеле, как и в Динантском синклинории, развиты терригенные, частично грубообломочные красноцветные породы.

С начала намюра характер осадконакопления в Намюрском синклинории резко меняется. В раннем намюре здесь начинают отлагаться темные богатые органическим веществом и пиритом квасцовые сланцы (ампелиты Шокье) с остатками гониатитов. Вверх по разрезу ампелиты Шокье сменяются мощной (2000—3000 м) песчано-сланцевой угленосной толщей верхнего намюра — вестфала, заключающей в своей верхней (вестфальской) части промышленные слои каменного угля. В послевестфальское время каменноугольные и более древние слои Намюрского синклинория были смяты в складки и структура синклинория получила современный вид.

Краевой прогиб Арденн как в структурном отношении, так и по характеру развития ясно обособлен от основной части складчатого сооружения Арденн. До конца раннего девона Арденнская геосинклиналь была единым крупным прогибом, интенсивность прогибания и осадконакопления в котором постепенно возрастала в южном направлении и достигала наибольшей величины в синклинории Нефшато (Эйфельском). Этот прогиб был асимметричным. Положение его южного края остается неясным, но можно думать, что он находился на продолжении южного ограничения восточной части Рейнско-Арденнского массива. Прогиб заполнялся обломочным материалом, приносимым с севера. Южного источника сноса в нем не чувствуется. С начала среднего девона погружение в южной части прогиба (синклинорий Нефшато) прекращается, но в северной его половине (Динантский синклинорий) продолжается без изменений до конца динанта, лишь уменьшаясь в интенсивности. И только после динанта ось прогибания геосинклинали резко сместилась к северу, в зону краевого прогиба.



В пределах Великобритании область развития девонско-каменноугольных отложений, лежащая к югу от Земли Св. Георга, разделяется широтным отрезком Бристольского залива на два обособленных района: северный — Южноуэльсско-Бристольский и южный — Корнуэлльско-Девонширский. Последний в своей большей северной части безусловно принадлежит Реногерцинскому поясу. Положение в общей структуре Атлантид Южноуэльсско-Бристольского района, к которому приурочен ряд крупных месторождений каменного угля, менее ясно и допускает различные толкования.

Девонские отложения Корнуэлльско-Девонширского массива слагают две широтно вытянутые полосы в северном и южном бортах Центрального синклинория Девоншира, выполненного сильно смятыми слоями карбона. Девонские отложения северного Девоншира напоминают таковые северного крыла Динантского синклинория Арденн, но отличаются значительно большим развитием континентальных красноцветных образований и почти полным отсутствием в разрезе известняков. По своему общему характеру они занимают промежуточное положение между преимущественно морскими слоями Динантского синклинория и континентальными образованиями (Древним красным песчанником) Англо-Уэльсского прогиба. Одновозрастные отложения южного Девоншира, за исключением нижней их части (дартмутские сланцы), представлены морскими образованиями с выдержанным горизонтом известняков в средней части.

Ширина Центрального (Кульмского) синклинория Девоншира примерно соответствует ширине Динантского синклинория Арденн. Но фациальные изменения девонских отложений при переходе от северного крыла к южному здесь выражены значительно резче. Девонские отложения южного крыла Кульмского синклинория близки уже к слоям того же возраста Арморианского массива, с которым южную часть Корнуэлла и Девоншира сближает также наличие крупной гранитной интрузии (батолита Корнубиа), выступающей своими апикальными частями на поверхность в виде массивов Дартмут, Бодлин Мур и др. Существенно при этом, что гранитные интрузии, характерные для Франко-Богемского геоблока, совсем не типичны для Реногерцинского пояса.

Основная часть каменноугольных отложений Центрального (Кульмского) синклинория Девоншира выделяется английскими геологами под названием Кульма. Кульмом (Culm) в Девоншире и Корнуэлле называют рыхлую, состоящую из мелкого растительного детрита углелеподобную породу, прослой и линзы которой встречаются в верхней части каменноугольных отложений Центрального синклинория. Это название было распространено на всю толщу каменноугольных отложений Девоншира, специфический характер которых не позволял применять к ним обычную схему расчленения. Самые нижние слои динанта (нижний турне) Кульмского синклинория в Кульм не включаются. Они тесно связаны с верхними слоями девона и, как и последние, представлены переслаиванием сланцев и известняков. В северном Девоншире эти переходные слои (верхнедевонско-нижнекаменноугольные) выделяются под названием пильтонских слоев.

Кульм — это однообразная темноокрашенная песчано-сланцевая толща, бедная ископаемыми, интенсивно смятая и плохо обнаженная. По возрасту она отвечает верхней части динанта, намюру и нижней части вестфала. Возможно, что она накапливалась с большими перерывами, однако мнения исследователей о их значении расходятся. В нижней части Кульма обычны прослой и пачки кремнистых сланцев и тонкие прослой известняков с остатками гониатитов, двустворок (Posido-



пия) и других ископаемых. Верхняя часть Кульма (намюр — вестфал) выделяется своим грубым более изменчивым составом. Здесь обычные слои с растительными остатками, прослой и линзы сажистого угля. Частично слои верхнего Кульма представляют уже континентальные образования. Они сходны с намюром — вестфалом краевого прогиба Арденн, но промышленных слоев угля не заключают. Накопление слоев Кульма сопровождалось излияниями лав и выбросами пепла основного состава, что также отличает Кульм от одновозрастных слоев Динантского и Намюрского синклинориев Арденн.

Южноуэльско-Бристольский район отвечает крупному прогибу, образовавшемуся в конце девона на месте южной части Англо-Уэльского девонского прогиба. Данный район — это место классического развития каменноугольных отложений Великобритании (рис. 37). Карбон начинается здесь «переходной» пачкой известковистых глинистых слан-

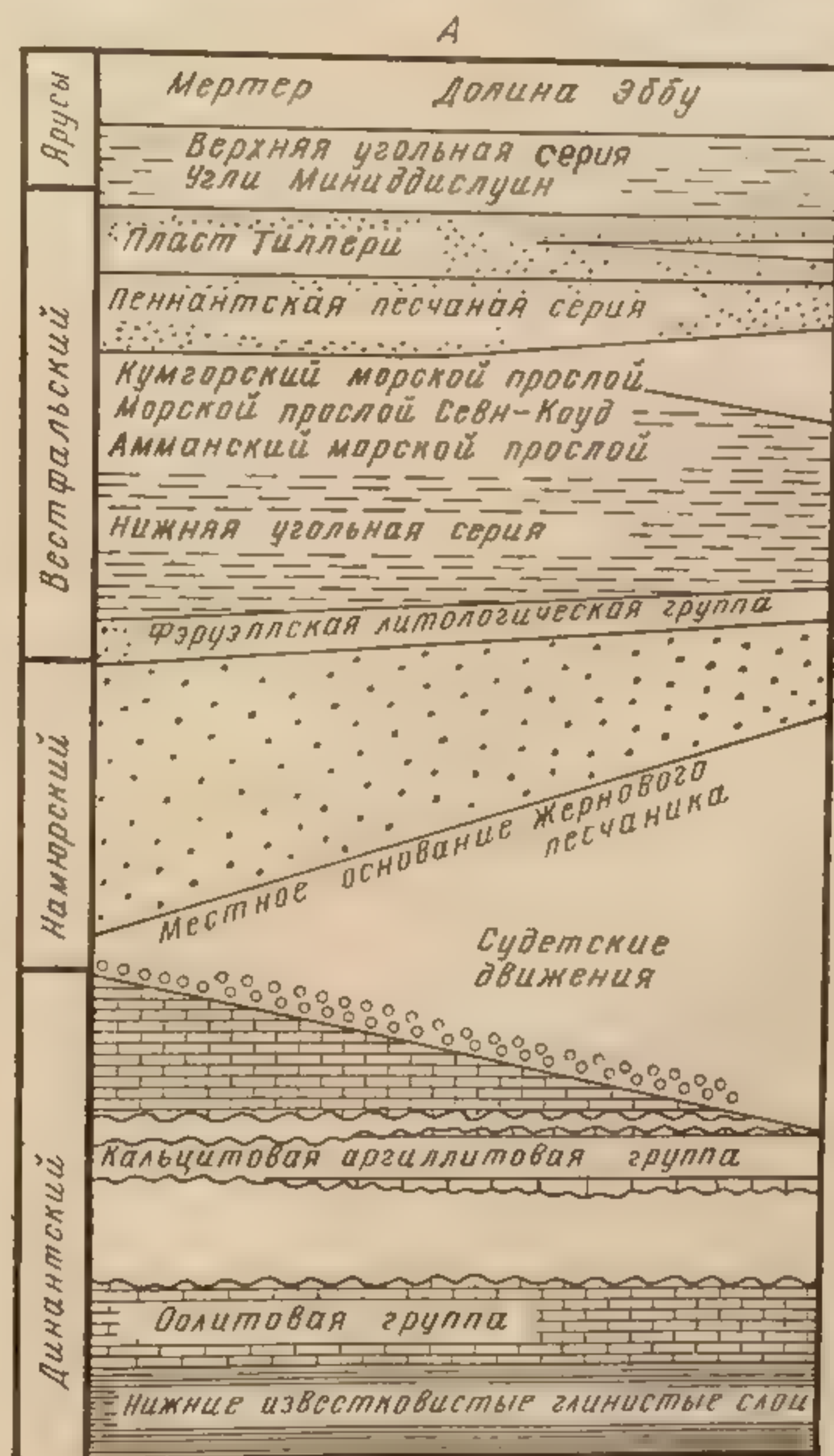


Рис. 37. Каменноугольные отложения Южно-Уэльского бассейна.

А — схема иллюстрирующая стратиграфические и структурные соотношения каменноугольных пород в восточной части Южно-Уэльского месторождения (Дж. Беннинсон и А. Райт, 1972, с сокращением).

Б — меридиональный разрез, иллюстрирующий общую структуру восточной части месторождения Южного Уэльса (по Л. Р. Мору, 1960): 1 — верхняя угленосная толща; 2 — пеннантские песчаники; 3 — нижняя угленосная толща; 4 — жерновый песчаник; 5 — каменноугольный известняк





каменноугольных отложений Великобритании (рис. 37). Карбон является здесь «переходной» пачкой известковых глинистых слан-

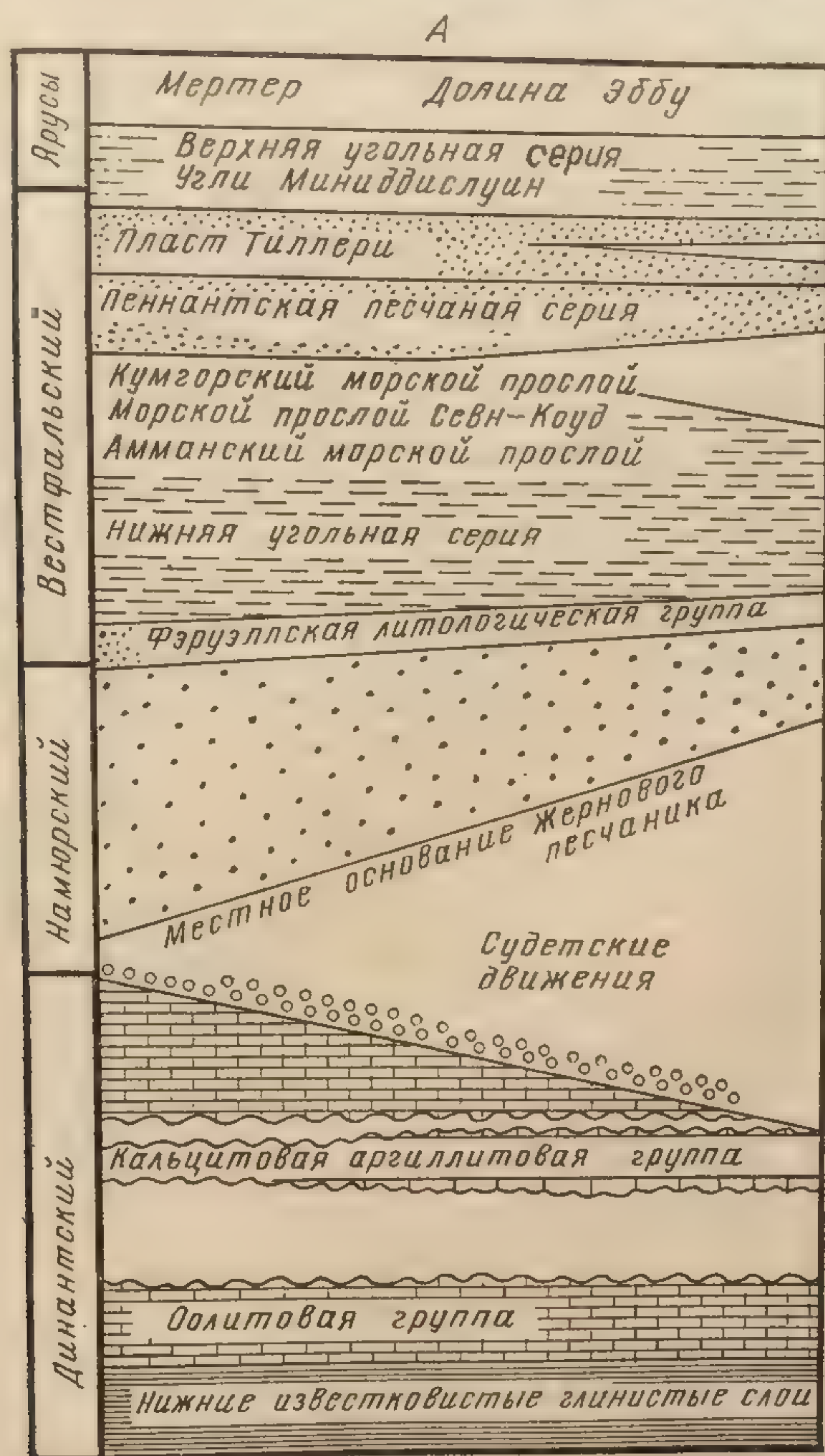
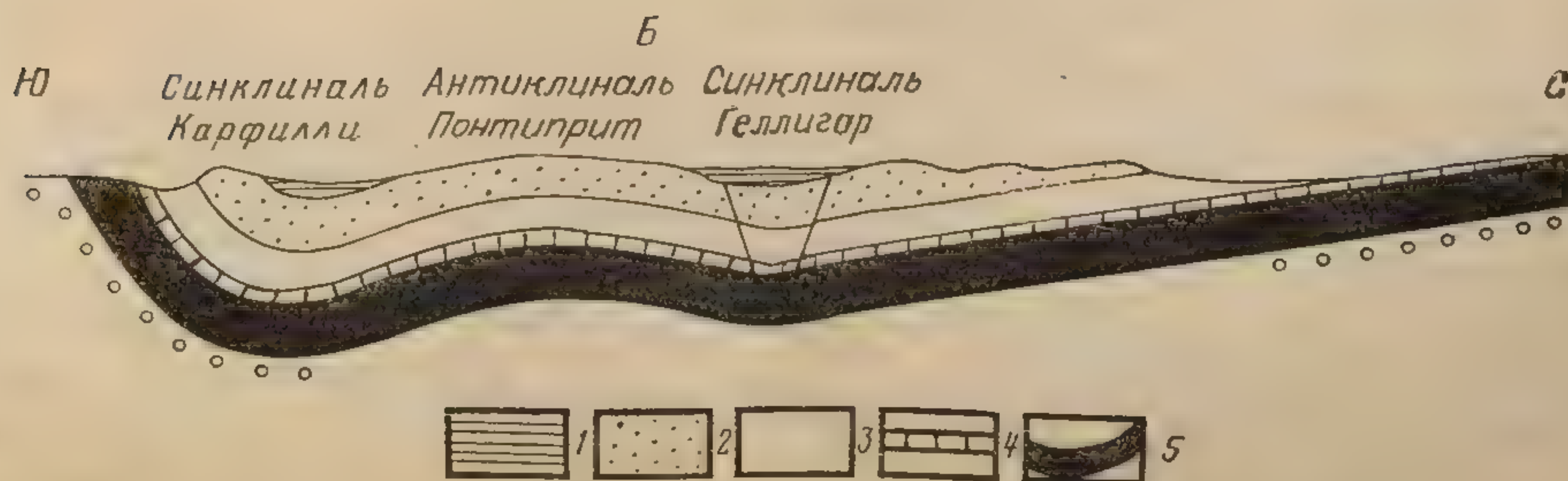


Рис. 37. Каменноугольные отложения Южно-Уэльского бассейна.

А — схема иллюстрирующая стратиграфические и структурные соотношения каменноугольных пород в восточной части Южно-Уэльского месторождения (Дж. Беннинсон и А. Райт, 1972, с сокращением).

Б — меридиональный разрез, иллюстрирующий общую структуру восточной части месторождения Южного Уэльса (по Л. Р. Мур, 1960): 1 — верхняя угленосная толща; 2 — пеннантские песчаники; 3 — нижняя угленосная толща; 4 — жерновый песчаник; 5 — каменноугольный известняк





цев, бедных морскими ископаемыми, согласно залегающей на верхнем Древнем красном песчанике. Выше следует толща разнообразных известняков с прослоями глинистых сланцев, с богатой морской фауной. «Переходные» слои и известняковая толща составляют нижний карбон (динант) по шкале английских геологов (каменноугольный известняк). Выше с размывом и небольшим несогласием ложится намюрская толща гравелитов и песчаников с прослоями сланцев, выделяемая обычно под названием Жернового песчаника. В данном районе это название условно и означает лишь хронологическую эквивалентность описанных слоев настоящему Жерновому песчанику, область развития которого находится к северу от Земли Св. Георга. Вверх по разрезу Жерновой песчаник с постепенным переходом сменяется мощной песчано-сланцевой угленосной толщей. В ее составе выделяются нижняя — амманская и верхняя — морганская угольные серии, разделенные серией Пеннантских песчаников (нижний Морган). По возрасту угленосная серия принадлежит вестфалу, но возможно, что ее самые верхние слои (радстокские) относятся уже к стефану.

Отложения намюра и вестфала (Жернового песчаника и угленосной толщи) отвечают двум крупным осадочным циклам: намюрско-амманскому и морганскому. Каждый из них начинается толщей песчаников (Жернового песчаника — в нижнем цикле и Пеннантских песчаников — в верхнем), с размывом трансгрессивно и несогласно залегающих на более древних слоях, и завершается угленосной серией (амманской — в нижнем цикле и морганской — в верхней). Песчаные толщи основания этих крупных циклов представляют дельтовые (?), отчасти, вероятно, речные образования. Они формировались в эпохи активизации движений, приводившей к воздыманию смежных с районами накопления данных песчаных толщ территорий. Угленосные толщи также формировались, по-видимому, в обстановке крупной дельты (или нескольких небольших дельт), но в эпохи сравнительно слабой подвижности и общего выравнивания рельефа. Присутствие в угленосных толщах прослоев с морской фауной указывает на периодическое погружение дельты под уровень моря. Амманская и морганская угленосные серии, а частично и разделяющая их толща Пеннантского песчаника состоят из многократного повторения в разрезе однотипно построенных пачек слоев (ритмов, циклов) мощностью по 10—30 м и более. Каждая из них начинается морскими или озерными («бассейновыми») осадками и заканчивается болотными образованиями, венчающимися пластом угля (см. рис. 37). Характер этих отложений показывает, что в эпохи их формирования поверхность осадконакопления находилась все время или на уровне моря, или несколько ниже, или несколько выше него. Поскольку мощность данных отложений значительна, очевидно, что их накопление могло иметь место только при одновременном адекватном погружении дна бассейна.

Циклическое строение рассматриваемых угленосных отложений находит объяснение в неравномерном росте дельты, который мог быть следствием неравномерного погружения или неравномерного приноса обломочного материала, либо совместным действием обеих этих причин. При этом скорость накопления обломочного материала в первую половину цикла должна была превышать скорость прогибания — морские условия должны были смениться на озерные, озерные — на аллювиальные или субаэральные. Во вторую половину цикла, наоборот, скорость прогибания должна была превышать скорость накопления осадков. Поверхность дельты при этом заболачивалась, на ней начиналось торфообразование, а при дальнейшем погружении она покрыва-



лась водами озера или моря. Следующее усиление приноса обломочного материала или замедление прогибания приводило к повторению намеченного выше ряда событий.

Обстановка образования угленосных толщ, подобная вышеописанной, получила название паралической (греч. *paralia* — прибрежный). Паралическая обстановка — это обстановка дельт и приморских заболоченных низменностей, в пределах которых идет процесс торфообразования (углеобразования) и территория которых периодически покрывается водами моря. Характерным (диагностическим) признаком паралических угленосных бассейнов служит присутствие в их составе прослоев с морскими ископаемыми. В паралической обстановке формировалась, в частности, угленосная толща Намюрского синклинория (краевого прогиба) Арденн. Паралическая обстановка противопоставляется лимнической (озерно-болотной) обстановке внутриконтинентальных бассейнов, изолированных от моря. Лимнические угленосные толщи лишены, естественно, прослоев морских осадков.

Девонские и каменноугольные слои Южноуэльсско-Бристольского прогиба в послевестфальское время были смяты в складки, более простые и открытые на востоке и более сложные и сильнее сжатые на западе (см. рис. 37). Нетрудно видеть, что пространственное положение, строение разреза и характер геологического развития рассматриваемого прогиба и Намюрского (краевого) прогиба Арденн во многом сходны. Но Южноуэльсско-Бристольский прогиб заложился на месте девонского Англо-Уэльсского прогиба, который сам являлся краевым прогибом каледонид Уэльса. Краевой прогиб Арденн оформился на окраинной части Брабантского массива.

Крайним западным звеном Реногерцинского пояса является район юго-западной Ирландии. Девонские отложения этого района представлены типичным Древним красным песчаником, слои которого смяты в складки и слагают высокие горные кряжи, резко контрастирующие с расположенной севернее Центральной равниной Ирландии.

Древний красный песчаник юго-западной Ирландии — мощная (до 5000—6000 м) толща немых в палеонтологическом отношении красных и зеленовато-серых песчаников с прослоями алевролитов и конгломератов. Нижняя часть этой толщи имеет серую окраску, включает прослойки кислых вулканитов и отделена несогласием от вышележащих слоев. Она выделяется под названием слоев Дингл, предположительно дунтонского возраста, распространенных в пределах одноименного полуострова на западном побережье Ирландии. Слои Дингл, в свою очередь, несогласно налегают на интенсивно складчатые слои силура. Лишь самые верхние — килторканские — слои девона юго-западной Ирландии заключают многочисленные животные (рыбы, членистоногие, древнейшие пресноводные моллюски) и растительные (плауновые, папоротники) остатки. Пресноводные килторканские слои хорошо сопоставляются с верхним Древним красным песчаником Англо-Уэльсского прогиба и, как и последние, относятся по возрасту к самому концу девона.

Значительный интерес представляют каменноугольные отложения юго-западной Ирландии. Благодаря простой складчатой структуре района разрез каменноугольных отложений многократно повторяется вкрест простирания слоев, что позволяет проследить в этом направлении их фациальные изменения (рис. 38). В большей северной части ирландского отрезка Реногерцинского пояса нижний карбон представлен толщей известняков трех различных типов, имеющих частично стратиграфическое значение. Внизу располагается горизонт турнейских слоев.



стых известняков и сланцев до 400—500 м общей мощности. К северу мощность этого горизонта уменьшается за счет его размыва перед отложением вышележащих слоев. Выше следуют отложения визейского яруса: на юге — мощная (до 2000 м) толща массивных рифовых мшанково-водорослевых известняков; на севере — фациально ее замещающие и частично перекрывающие слои слоистых известняков. На юге турнейские известняки очень быстро, на расстоянии в несколько километров, фациально замещаются более мощной (до 2000—2500 м) толщей сланцев кульмского типа, в которых дальше к югу появляются и возрастают в мощности прослой грубозернистых песчаников и конгломератов.

Картина фациальных взаимоотношений, наблюдаемая в слоях нижнего карбона юго-западной Ирландии, помогает понять резкий фациальный переход от карбонатных отложений динанта Южноуэльско-

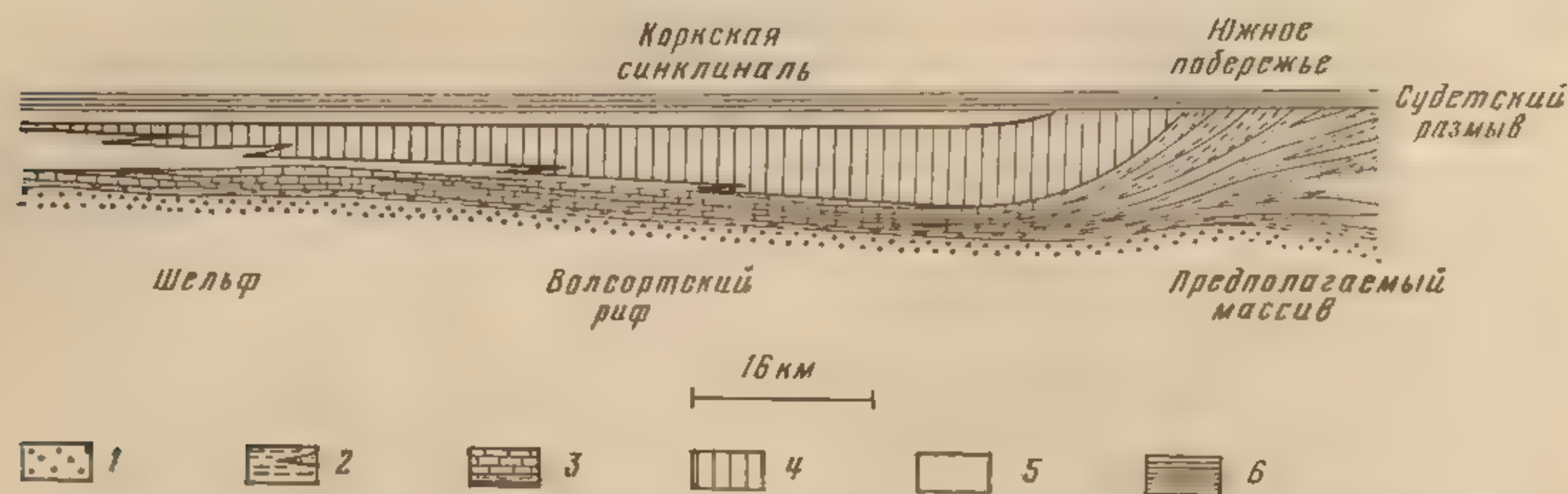


Рис. 38. Схема фациальной изменчивости нижнекаменноугольных отложений в Ирландии. По Д. Беннисону, А. Райту, 1972:  
1 — Древний красный песчаник, 2 — каменноугольные аспидные сланцы, 3 — турнейский «главный известняк» и глинистые сланцы «нижнего известняка», 4 — волсортский риф, 5 — визейские шельфовые известняки, 6 — намюрские глинистые сланцы

Бристольского района к терригенным образованиям Кульма. Разрезы юго-западной Ирландии показывают также, что в динанте принос обломочного материала в область Реногерцинского пояса шел с юга со стороны Франко-Богемского геоблока, где в это время существовал, очевидно, обширный массив суши. Этот гипотетический массив получил у британских геологов название массива Корнубиен, такое же, как у гранитного батолита южной части Девоншира и Корнуэлла.

Накопление обломочного материала в сравнительно узком прогибе и его быстрая смена вкrest простирания прогиба известняками могут быть объяснены накоплением известняков, в значительной мере рифогенных, на поверхности подводной террасы (шельфа), отделенной от прогиба уступом. Вследствие более интенсивного по сравнению с шельфом погружения прогиба сохранялось различие в глубине моря в прогибе и на шельфе несмотря на интенсивное накопление в прогибе осадков и предохраняло шельф от поступления в его пределы обломочного материала. Глубина моря не только на шельфе, но и в прогибе могла оставаться при этом небольшой.

К северу от складчатой зоны юго-западной Ирландии поверхность Центральной равнины Ирландии слагают уже не складчатые известняки динанта. Они накапливались, по-видимому, на западном широком и пологом подводном склоне (шельфе) Земли Св. Георга (см. рис. 34). Отложения намюра и вестфала сохранились здесь лишь на отдельных небольших участках и развиты очень неполно.



и сланцев кульмского типа, в которых они и  
возрастают в мощности прослой грубозернистых песчаников и конгло-  
мератов.

Картина фациальных взаимоотношений, наблюдаемая в слоях ниж-  
него карбона юго-западной Ирландии, помогает понять резкий фаци-  
альный переход от карбонатных отложений динанта Южноуэльско-



Рис. 38. Схема фациальной изменчивости нижнекаменноугольных отложений в Ирландии. По Д. Беннисону, А. Райту, 1972:  
1 — Древний красный песчаник, 2 — каменноугольные аспидные сланцы, 3 — турнейский «главный известняк» и глинистые сланцы «нижнего известняка», 4 — волсортский риф, 5 — визейские шельфовые известняки, 6 — намюрские глинистые сланцы

Бристольского района к терригенным образованиям Кульма. Разрезы юго-западной Ирландии показывают также, что в динанте принос обломочного материала в область Реногерцинского пояса шел с юга со стороны Франко-Богемского геоблока, где в это время существовал, очевидно, обширный массив суши. Этот гипотетический массив получил



Девон — карбон (динант — вестфал) восточной части  
Реногерцинского пояса

В отличие от Арденнской части Рейнско-Арденнского массива в области **Рейнских Сланцевых гор** ось наибольшего прогибания неоднократно меняла свое положение. В жедине она была приближена к северному краю прогиба; в зигене переместилась в его среднюю часть; в эмсе сместилась еще дальше к югу, приблизившись к его южному краю. Но во второй половине эмса ось наибольшего прогибания резко сдвинулась в противоположном, северном, направлении, продолжая это движение и дальше в карбоне. При этом на месте прогибавшихся ранее участков возникали поднятия, в пределах которых осадконакопление прерывалось, слои подвергались смятию и размыву и затем несогласно перекрывались более молодыми членами разреза (рис. 39).

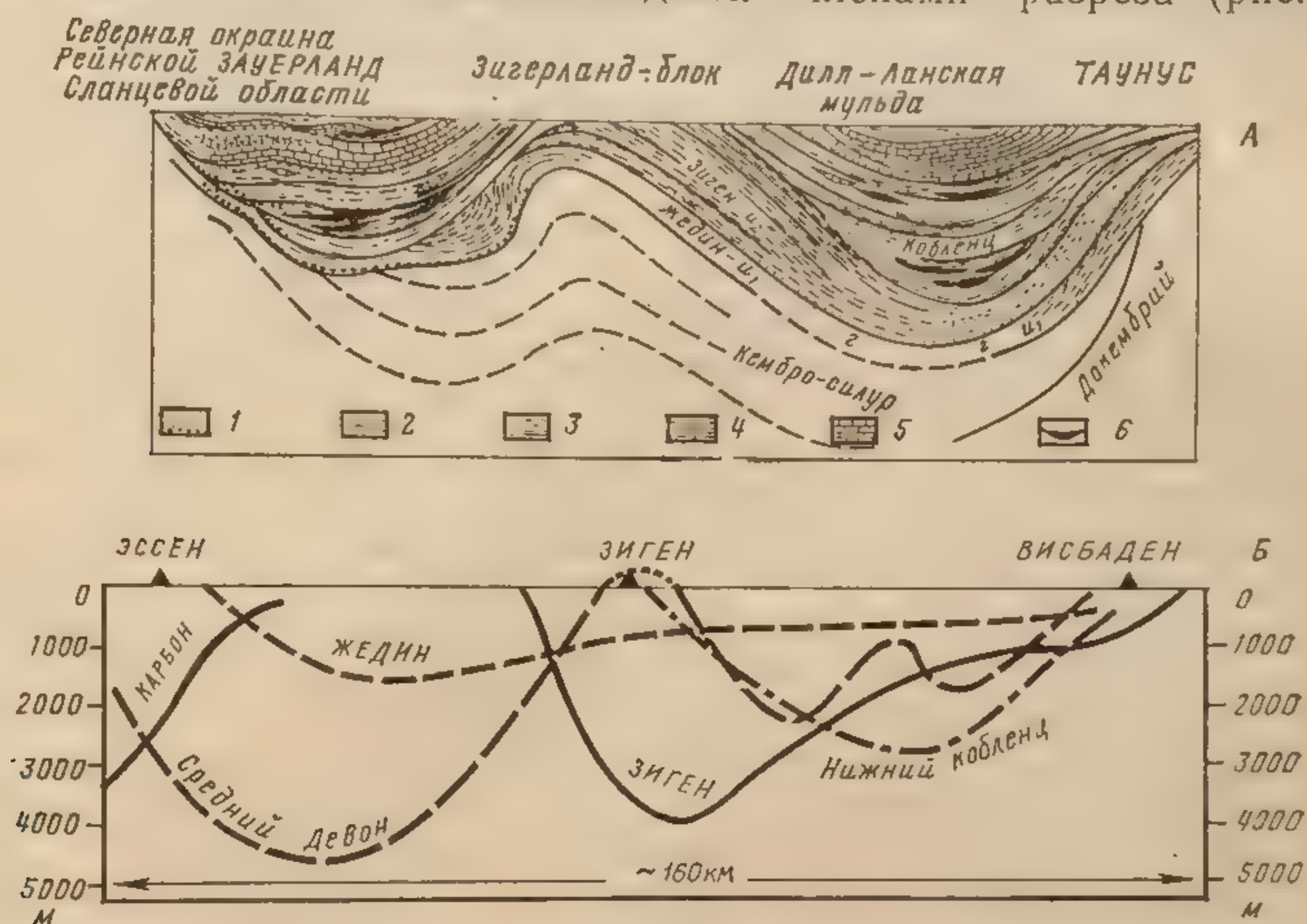


Рис. 39. Девонские и нижнекаменноугольные отложения Рейнских Сланцевых гор. А — литолого-стратиграфический профиль: 1 — песчаники и конгломераты, 2 — песчаные сланцы, 3 — мергели и сланцы, 4 — рифовые известняки, 5 — слоистые известняки, 6 — вулканы. Б — расположение зон поднятия и погружения в различные эпохи девона и карбона, по М. Руттену, 1972

Смещение оси геосинклинали Рейнских Сланцевых гор привело к обособлению в ее среднепалеозойском развитии четырех стадий: 1 — раннедевонской (без позднего эмса); 2 — средне-позднедевонской (включая поздний эмс); 3 — динантской; 4 — намюр-вестфальской. На первой стадии, отвечающей жедину, зигену и раннему эмсу, развитие Рейнской и Арденнской частей Рейнско-Арденнского массива протекало сходным образом. Жедин представлен в Рейнских сланцевых горах, как и в Арденнах, толщей пестрых песчаников и сланцев лагунно-морского происхождения. В зигене и в раннем эмсе в центральной части Рейнских Сланцевых гор (Зигерландский антиклинорий) накопилась мощная однообразная толща темных глинистых сланцев, которым Рейнские Сланцевые горы обязаны своим названием. Красноцветный материал, широко распространенный в разновозрастных слоях Динантского синклинория, сюда, как и в южный синклинорий Арденн (Нефшато), не доходил. Но в южном направлении сланцы фацциально



гласно перекрывались более молодыми членами разреза (рис. 39).

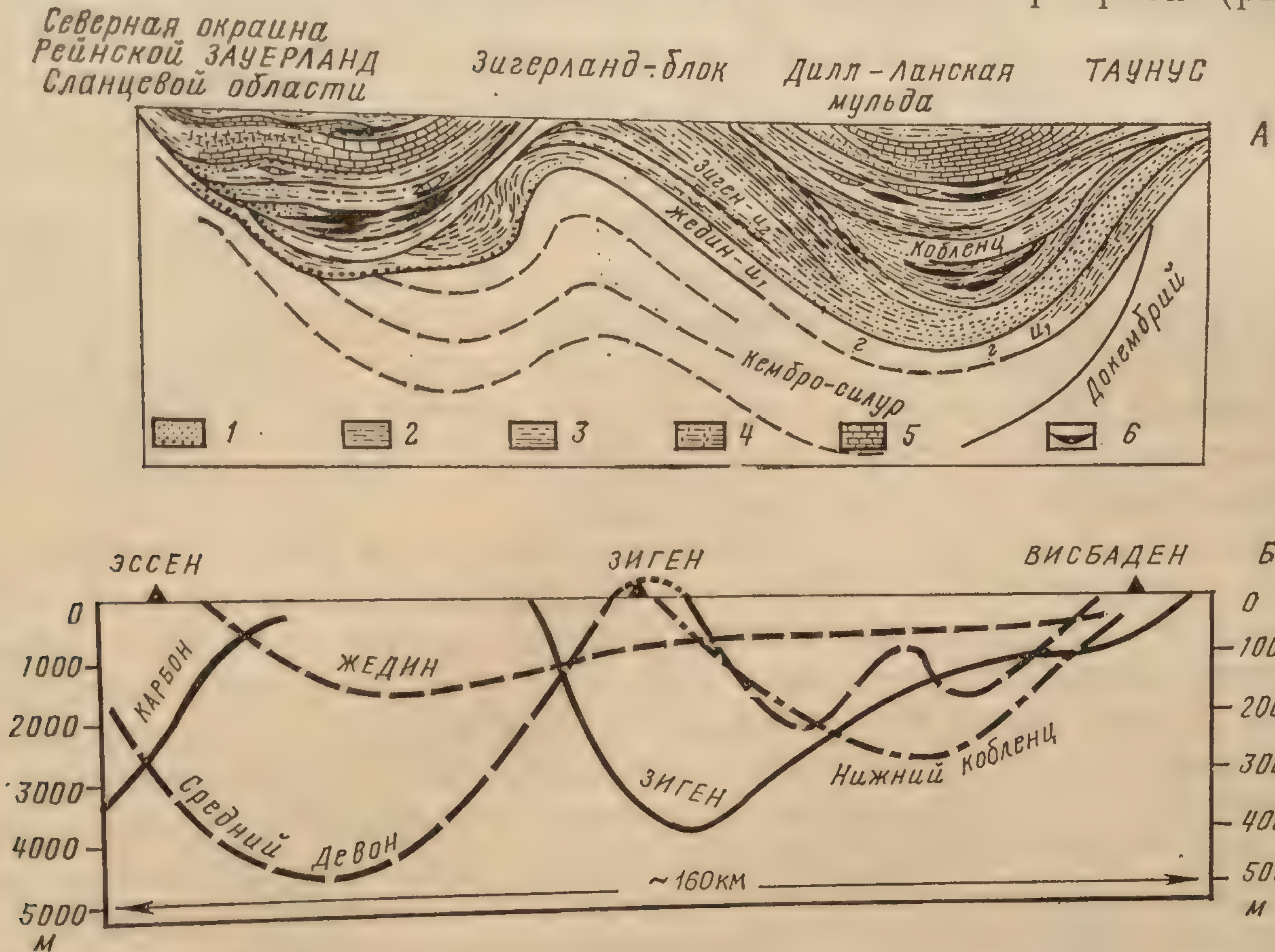


Рис. 39. Девонские и нижнекаменноугольные отложения Рейнских Сланцевых гор.  
А — литолого-стратиграфический профиль: 1 — песчаники и конгломераты, 2 — песчаные  
сланцы, 3 — мергели и сланцы, 4 — рифовые известняки, 5 — слоистые известняки, 6 — вул-  
каны.  
Б — расположение зон поднятия и погружения в различные эпохи девона и карбона, по  
М. Руттену, 1972

Смещение оси геосинклинали Рейнских Сланцевых гор привело к  
направлению стратиграфических зон: 1 —



замещаются кварцитами (кварциты Таунуса), обломочный материал которых приносился с юга. Кварцевый состав этого материала указывает на размыв обширного и длительно подвергавшегося денудации участка суши, в строении которой существенную роль играли богатые кварцем породы гранито-гнейсового состава.

Со второй половины эмского времени на месте прогибов зигенского и раннеэмского времени возникли поднятия Зигерландского и Таунус-Хунсрюкского антиклинориев, на крыльях которых отложения верхнего эмса залегают трансгрессивно и несогласно (см. рис. 39). Одновременно к северу от Зигерландского поднятия возникает внешний — Зауерландский, — а к югу от того же поднятия внутренний — Гессенский — прогибы. Интенсивным погружением эти прогибы, особенно первый из них, были охвачены в позднем эмсе и среднем девоне. В дальнейшем интенсивность их погружения резко снижается.

С позднего эмса в Рейнских Сланцевых горах получает развитие вулканическая деятельность, приуроченная к Зауерландскому и Гессенскому прогибам. В первом из них вулканизм проявился в самом начале его погружения, в позднем эмсе. В это время почти на всей его площади происходили излияния кислых лав (кератофиров), мощность которых в центральной части прогиба достигает 450 м, постепенно уменьшаясь к его краям. В Гессенском прогибе вулканическая деятельность была сосредоточена в его восточной части, где начиная с эмса она продолжалась с перерывами вплоть до динанта. В отличие от Зауерландского прогиба здесь развиты вулканы (лавы, вулканические туфы) преимущественно основного состава.

Отложения среднего — позднего девона и динанта, отчасти также намюра, представлены в Рейнских Сланцевых горах серией морских сравнительно глубоководных образований, среди которых органогенные известняки, подобные живет-франским и визейским известнякам Арденн, играют подчиненную роль. Преобладающее значение здесь получают переслаивающиеся глинистые, квасцовые, известковистые, кремнистые сланцы и глинистые и кремнистые известняки, бедные ископаемыми или охарактеризованные какой-либо одной их группой — гониатитами, остракодами, двустворками. По присутствию тех или других ископаемых среди данных слоев различают климениевые слои (сланцы, известняки), ципридиновые (с остракодами сем. Cypridinidae), бухиоловые (в девоне, с двустворками рода *Buchiola*), посидониевые (в динанте, с двустворками рода *Posidonia*) и др. Многие разности данных пород обогащены пиритом и распыленным органическим веществом, определяющим их темную окраску. В ряде районов они формировались весьма замедленным темпом, и осадконакопление приобретало тогда лептогеосинклинальный характер.

Наиболее широко и полно эти черты осадконакопления проявились в динанте, отложения которого представлены в Рейнских Сланцевых горах частым переслаиванием глинистых и квасцовых сланцев, тонкослоистых, богатых органическим веществом кремнистых сланцев (фтанитов), тонкослоистых глинистых известняков (рис. 40). Отложения динанта распространены по северной и восточной окраинам Рейнских сланцевых гор. Их отсутствие в центральной части последних является, по-видимому, первичным и связано с резким сокращением на рубеже девона и карбона площади осадконакопления, вызванного воздыманием области Рейнско-Арденнской геосинклинали. Это воздымание сопровождалось, возможно, складчатостью (бретонская фаза герцинской складчатости), которая, однако, не повлияла заметным образом на общий характер осадконакопления. Лишь в конце динанта (ди-



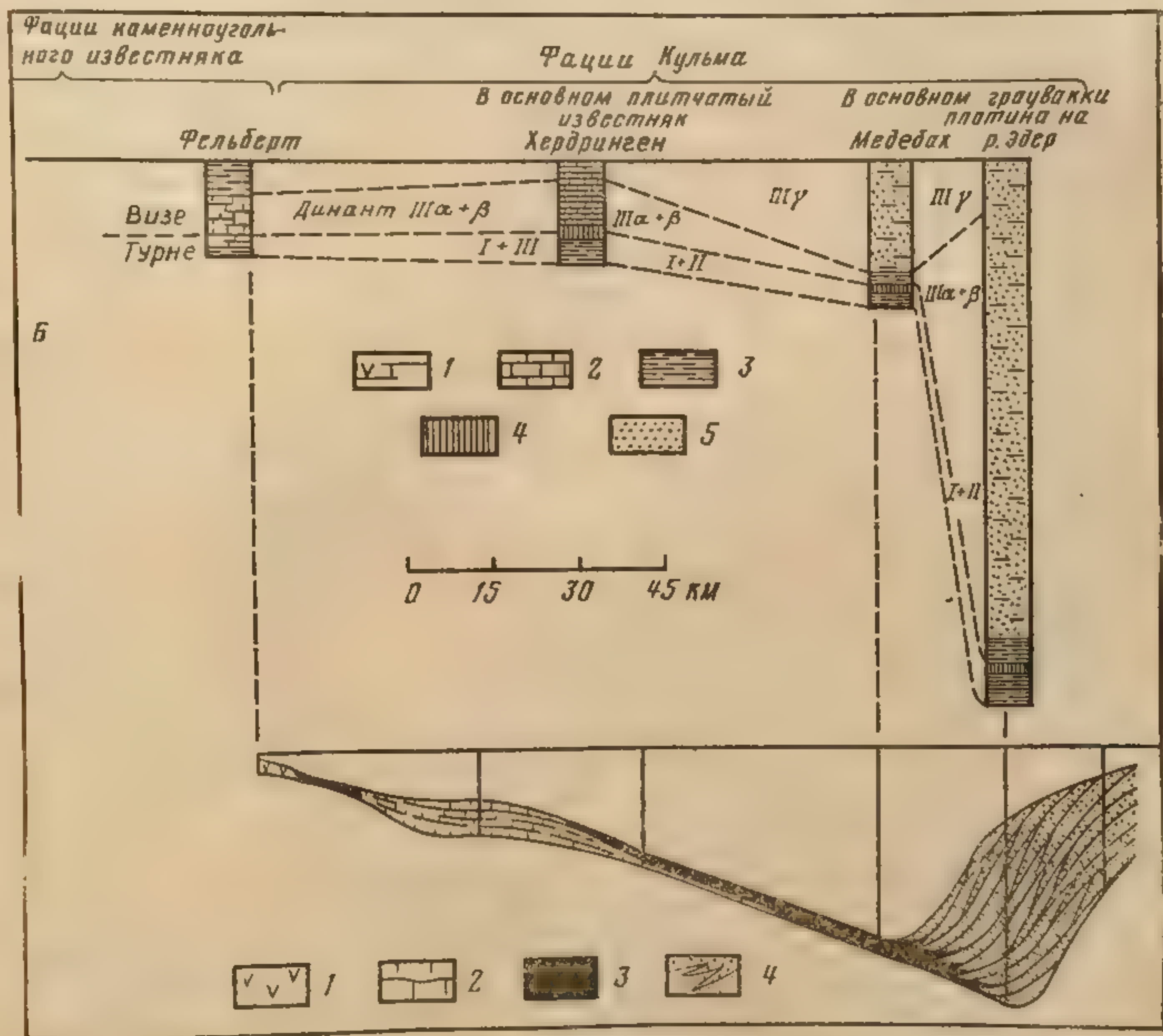


Рис. 40. Динант Рейнских Сланцевых гор. По Пайроту, Тойхмюллеру, 1959.  
 А — главные фации динанта. Цифры — общая мощность динанта, м. I—I—линия фациального профиля на схеме Б.  
 Б — схематические разрезы динанта и схема процесса седиментации для динанта IIIβ.  
 На разрезах: 1 — «каменноугольный известняк», 2 — плитчатый известняк, 3 — алунистые сланцы и лидиты, 4 — кремнистые известняки, 5 — граувакки; на профиле: 1 — «каменноугольный известняк», 2 — плитчатый известняк, 3 — сланцеватые глины, 4 — граувакки



нант III) из внутренних районов Рейнских Сланцевых гор в бассейн начал поступать грубый обломочный материал, вторгавшийся в область накопления тонкозернистых кремнисто-глинистых осадков.

К востоку от Рейнских Сланцевых гор палеозойские образования Реногерцинского пояса выступают на поверхность в массиве Гарца, а еще восточнее слагают ядро Флехтингенского поднятия. В восточном направлении ширина основной части пояса (Реногерцинской зоны) уменьшается, в основном за счет ее северной окраины, представленной в Рейнских Сланцевых горах синклиниорием Зауерланда. Антиклинали Зауерланда в северо-восточном направлении погружаются, выполаживаются, и сложная складчатая структура Реногерцинской зоны переходит по простиранию в более простую складчатую структуру внешней Вестфальской зоны пояса, южная граница которой проходит у северного края Гарца.

Девон и динант Гарца в целом близки к одновозрастным слоям Рейнских Сланцевых гор, но фациально очень изменчивы и отличаются (особенно нижний девон) меньшей мощностью. Местами в нижнем девоне Гарца встречаются известняки с богатой фауной особого — богемского — типа (трилобитов, ряда своеобразных плеченогих и других форм). Подобный тип развития нижнего девона, получивший название герцинского, противопоставляется рейнскому типу — терригенному, бедному ископаемыми, с остатками характерных крупных «крылатых» спириферов. Как и в области восточной окраины Рейнских Сланцевых гор, формирование слоев девона и динанта сопровождалось здесь излияниями лав кислого (кератофиры) и основного состава и выбросами вулканического пепла.

В районе Флехтингенского поднятия, преимущественно по данным бурения, прослеживается разрез, сходный в общих чертах с разрезом Гарца, но в еще более сжатом виде. Реногерцинская зона здесь еще более сужается, замещаясь по простиранию внешней Вестфальской зоной пояса. Далее к востоку она вообще, по-видимому, выклинивается.

К востоку от Рейнских Сланцевых гор роль основного поставщика обломочного материала пород динанта играла область южного обрамления Реногерцинского пояса (северной окраины Франко-Богемского геоблока), известная под названием Среднегерманского порога. Воздымание последнего вызывало мощный поток грубого обломочного материала, который откладывался отчасти у восточной окраины Рейнских Сланцевых гор, но в основном в удлиненной впадине, образовавшейся в пределах Реногерцинского пояса к северу от Среднегерманского порога и протянувшейся вдоль края последнего от восточной окраины Рейнских Сланцевых гор через Гарц к Флехтингену. В эпоху динанта III в этой краевой по отношению к Среднегерманскому порогу впадине сформировалась толща граувакк мощностью до 1000—1500 м с крупной галькой и валунами метаморфических пород Среднегерманского порога. К северо-западу граувакки быстро уменьшаются в мощности и фациально замещаются сланцами и плитчатыми известняками, т. е. породами обычного для динанта Рейнских Сланцевых гор типа (см. рис. 40).

Широко распространены песчаники и граувакки верхнего динанта в массиве Гарца. Верхнединантские граувакки Гарца обычно правильно ритмично слоисты и имеют флишеподобный характер. В них присутствуют также мощные линзы и пакеты глыбовых брекчий. Частично это обвально-осыпные накопления, частично — гравитационные покровы (покровы скольжения, олистостромы), перемещенные на 10—20 км от места первоначального залегания входящих в их состав пород. Разви-



тие подобных накоплений указывает на существование в эпоху их образования значительных перепадов рельефа местности, вызванных поднятием отдельных блоков более древних пород. Наиболее крупным из этих поднятий был Среднегерманский порог, но ряд более мелких блоков, игравших аналогичную роль, располагался, по-видимому, севернее, уже в пределах примыкающей к Среднегерманскому порогу впадины. Местами подобные образования формировались в пределах Гарца и в более раннее время, начиная с конца девона. Можно думать поэтому, что воздымание Среднегерманского порога началось уже в девоне и в конце динанта стало лишь более четко выраженным.

К началу намюра прогибание верхнединантской впадины, о которой шла речь, прекращается, начинается ее воздымание, и из области осадконакопления она становится областью денудации. Одновременно северо-западнее параллельно ей возникает новая более широкая и протяженная депрессия — краевой прогиб восточной части Реногерцинского пояса, протянувшийся от Рейна, на западе, до Флехтингена, на востоке. В области Рейнских Сланцевых гор этот — Вестфальский — краевой прогиб наложился на северный край прогиба Зауерланда, в котором до этого, в позднем девоне и динанте, шло накопление маломощных кремнисто-глинистых и карбонатных осадков.

В отличие от Намюрского краевого прогиба Арденн Вестфальский краевой прогиб структурно не обособлен. В Зауерланде слои намюра слагают крылья погружающихся к северо-западу антиклиналей, в ядрах которых выступают донамюрские отложения. В намюре в Вестфальском краевом прогибе накопилось до 3000 м чередующихся слоев песчаников, сланцев, граувакк с редкими тонкими прослоями конгломерата и слоями угля в верхней части. Слои намюра заключают обильные остатки наземных растений и в основной своей части являются континентальными образованиями (озерно-болотными, речными, дельтовыми), формировавшимися в условиях обширной приморской низменности. Прослой с морскими ископаемыми (гониятитами, плеченогими) указывают на периодическое затопление этой низменности водами моря и, следовательно, на паралическую обстановку формирования рассматриваемых отложений. Принос обломочного материала в Вестфальский прогиб шел в основном с востока и северо-востока. Внутренняя область Реногерцинского пояса играла в данном отношении второстепенную роль.

Накопление подобных угленосных образований, вверху уже чисто континентальных, продолжалось в Вестфальском прогибе и в вестфальское время. В вестфале ось прогиба сместилась к северу, а сам прогиб еще более расширился и утратил четкость своих очертаний. В послевестфальское время прогиб был охвачен складчатостью, следы которой в северо-западной внешней части прогиба постепенно ослабевают и, наконец, полностью исчезают.

Послевестфальская складчатость (астурийская) была, по-видимому, главной эпохой деформации не только в зоне краевого прогиба, но и в основной, Реногерцинской, зоне Реногерцинского пояса. Значение в его развитии более ранних фаз складчатости (бретонской, судетской) остается неясным. Но если они и проявлялись, то имели, вероятно, второстепенное значение. Формированием Вестфальского краевого прогиба и складчатостью (астурийской) накопившихся в нем слоев намюра и вестфала геосинклинальное развитие восточной части Реногерцинского пояса завершается. В ходе этого развития возникновение и замыкание краевого прогиба было лишь последней стадией начавшейся еще в конце раннего девона (в позднем эмсе) миграции геосинклинального прогиба в северном направлении (см. рис. 39).



Во всей восточной части Реногерцинского пояса отложения динанта представлены, как мы видели, различными, в основном терригенными образованиями. Все эти некарбонатные отложения динанта называют обычно Кульмом, определяя «Кульм» как терригенные образования (терригенную фацию) нижнего карбона, не связывая данное понятие с каким-либо определенным районом. Тем самым регионально-стратиграфическому термину, которым издавна обозначались каменноугольные отложения Корнуэллско-Девонширского района юго-западной Англии, придается общее литолого-хронологическое содержание. В этом общем значении термин «Кульм» широко используется в геологической литературе. В литологическом отношении понятие «Кульм» является очень широким. Оно охватывает любые не карбонатные отложения — от тонких квасцовых и кремнистых сланцев до грубых граувакк и конгломератов и от сравнительно глубоководных морских образований до континентальных, угленосных. Но среди слоев Кульма есть один характерный тип, широко распространенный в динанте I—II восточной части Реногерцинского пояса, — переслаивание обогащенных органическим веществом глинистых и квасцовых сланцев, кремнистых сланцев (фтанитов), кремнистых известняков, накопление которых шло обычно замедленным темпом и имело во многих случаях лептогеосинклинальный характер. Образования подобного Кульма распространены в динанте не только Реногерцинского пояса, но и ряда других участков Атлантиды, равно как и многих других районов мира. Подобные образования встречаются, как мы видели, и среди более древних слоев палеозоя и даже протерозоя: фтаниты Бриовера Армориканского массива, ванадиеносные сланцы Северного Тянь-Шаня (см.: Леонов, с. 293).

#### Карбон Британских островов

Наибольшего распространения каменноугольное море Британских островов достигло в конце динанта — начале намюра, когда его береговая линия совпадала в общих чертах с юго-восточным краем Грампианского нагорья. Это море не было открытым бассейном. В своей средней части оно пересекалось несколькими протяженными островами, а с юга ограничивалось Землей Св. Георга. Одновременно с общим погружением и трансгрессией каменноугольного моря активизировались движения отдельных блоков: усилилось погружение Каледонской впадины; возникли и начали развиваться новые подобные ей депрессии. Наиболее значительные из них — Нортумберлендский и Крейвенский (Среднепеннинский) прогибы — были вытянуты параллельно Каледонской впадине и разделялись упоминавшимися выше островами (рис. 41). В депрессиях, с одной стороны, и на приподнятых блоках — с другой, осадконакопление как по интенсивности, так и по характеру осадков было различным. Дополнительную сложность в общую картину осадконакопления вносила периодическая активизация движений в области суши, ограничивающей Британское каменноугольное море с северо-запада. Ее периодическое воздымание приводило к периодическому появлению с ее стороны (с севера) потока грубого песчаного материала, за счет которого формировались обширные дельтоподобные скопления, далеко продвигавшиеся временами к югу. Наиболее крупное и широко распространенное из этих скоплений — Жерновой песчаник — сформировалось в середине карбона, в намюре. После его образования, во второй половине карбона, обстановка осадконакопления становится более однородной и почти повсеместно на месте бывшего морского бассейна началось накопление угленосных толщ.



Полный разрез депрессионных осадков нижней части карбона, более древней, чем Жерновой песчаник, вскрывается лишь в Каледонской впадине (см. рис. 41). Слои верхнего Древнего красного песчаника постепенно без перерыва сменяются здесь по разрезу серией «Известковистых песчаников» (Calcifereous Sandstones), до 1000—1200 м мощности. Эта серия складывается различными не морскими (озерными, речными, дельтовыми, лиманными) образованиями и отличается значительной фацальной изменчивостью. Для ее нижней части характерно пе-

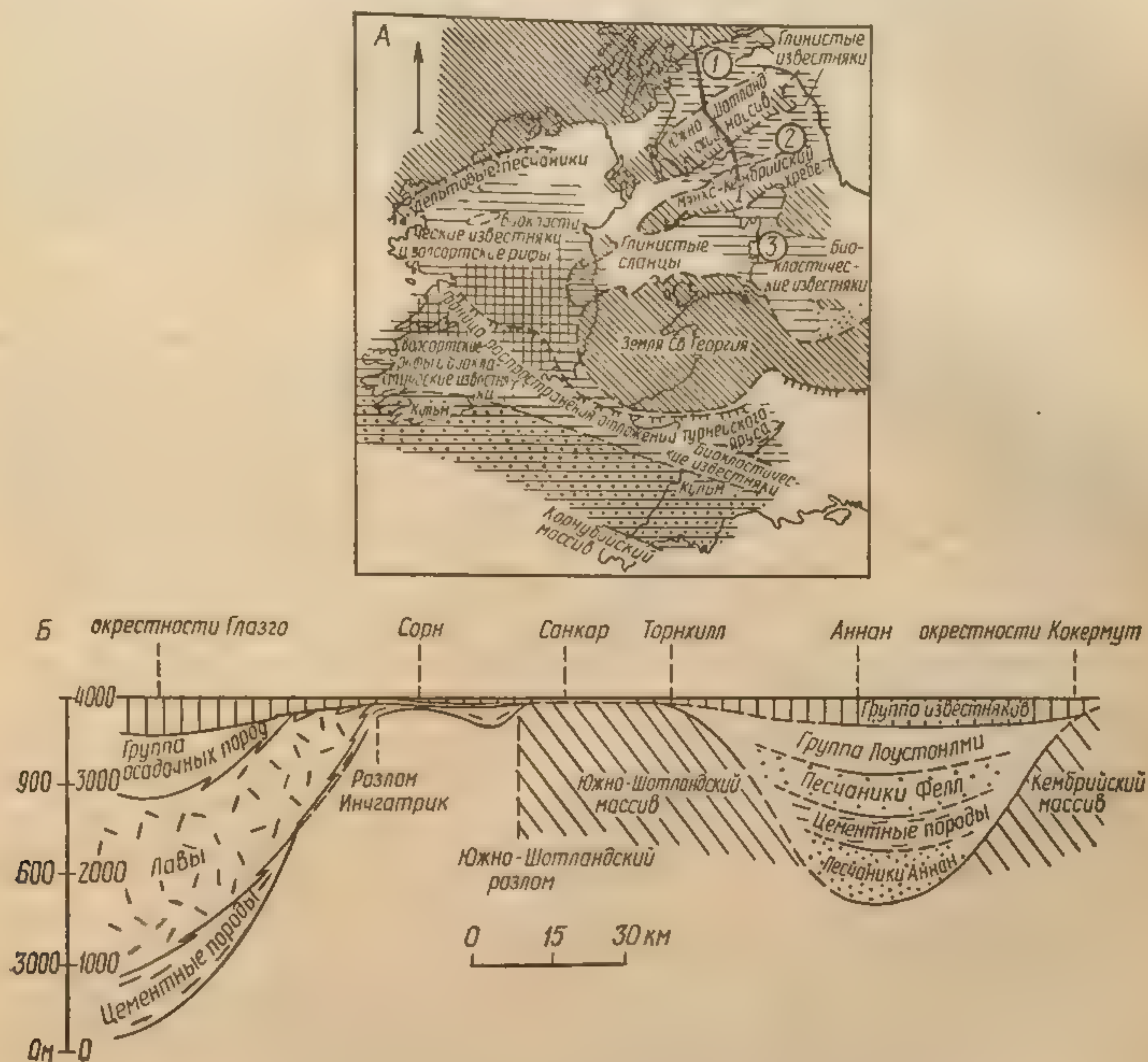


Рис. 41. Нижний карбон Британских островов.

А — палеогеографическая обстановка в Великобритании в ранневизейское время. По Д. Бенни-сону, А. Райту, 1972. Цифры на схеме: 1 — Каледонская впадина, 2 — Нортумберлендский прогиб, 3 — Крейвенский (Среднепеннинский) прогиб, I—I' — линия профиля.  
Б — схематический профиль показывающий структурную разобщенность Каледонской впадины и Нортумберлендского прогиба в раннекаменноугольную эпоху. По Джорджу, 1958

реслаивание глинистых цементных известняков и мергелей с алевролитами, а для верхней — развитие в некоторых районах горючих сланцев. Местами к данной серии приурочены покровы базальтов. У восточного края Каледонской впадины серия «Известковистых песчаников» представлена мощной (до 1200 м) толщей грубозернистых дельтовых песчаников Файф, образующих самую северную из дельт, изображенных на рис. 42. Подобные дельтовые накопления развиты в ирландской части Каледонской впадины (см. рис. 41). Большой интерес вызывает, наконец, присутствие в нижних слоях цементных известняков и мергелей пропластков гипса и псевдоморфоз по кристаллам каменной соли, указывающих, возможно, на формирование данных отложений в условиях засушливого климата.



лее древней, чем Джерновой, вскрывается лишь в Каледонской впадине (см. рис. 41). Слои верхнего Древнего красного песчаника постепенно без перерыва сменяются здесь по разрезу серией «Известковистых песчаников» (Calcareous Sandstones), до 1000—1200 м мощности. Эта серия складывается различными не морскими (озерными, речными, дельтовыми, лиманными) образованиями и отличается значительной фацнальной изменчивостью. Для ее нижней части характерно пе-

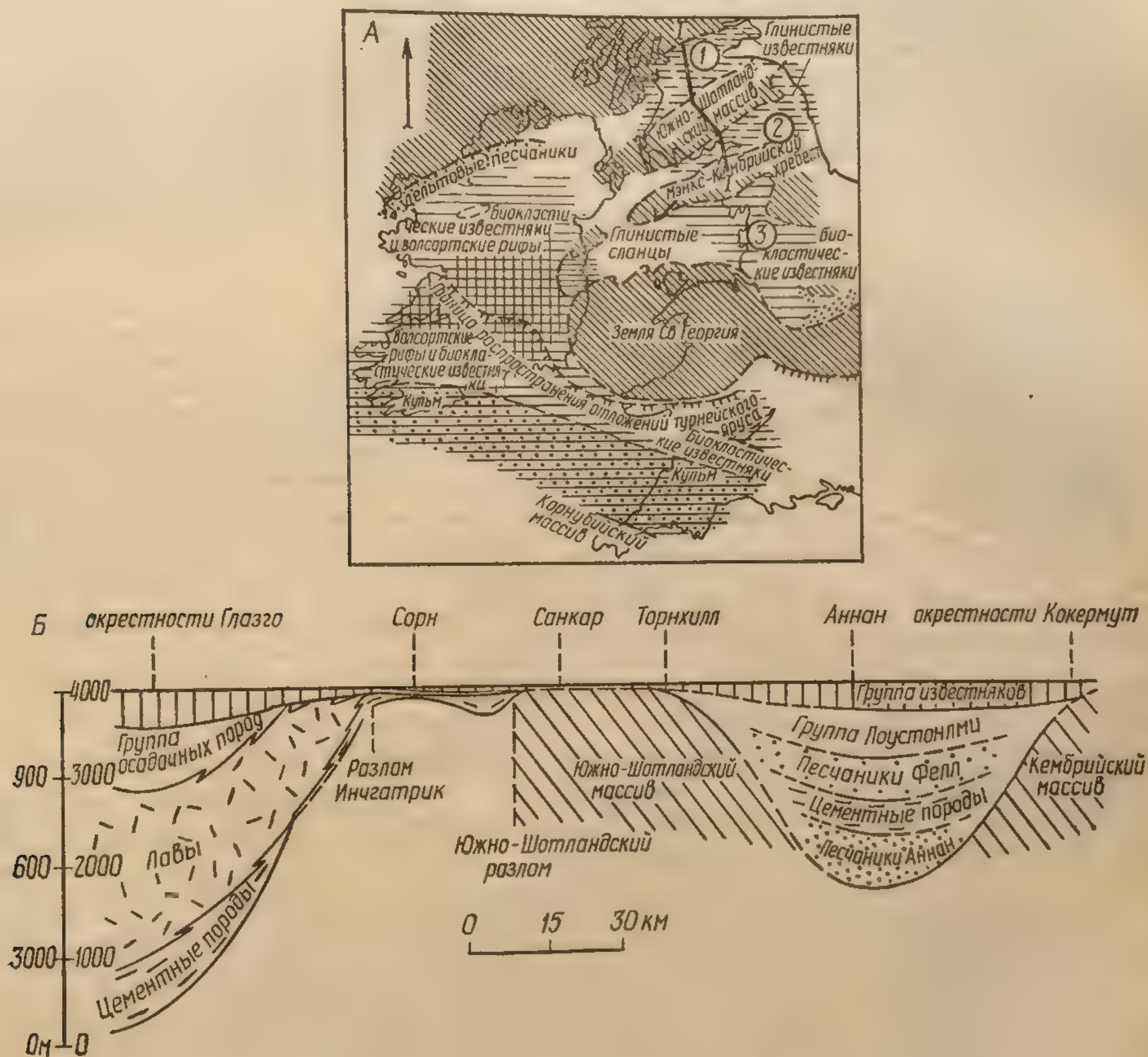


Рис. 41. Нижний карбон Британских островов.

А — палеогеографическая обстановка в Великобритании в ранневизейское время. По Д. Бенни-сону, А. Райту, 1972. Цифры на схеме: 1 — Каледонская впадина, 2 — Нортумберлендский прогиб, 3 — Крейвенский (Среднепеннинский) прогиб, I—I — линия профиля.

Б — схематический профиль показывающий структурную разобщенность Каледонской впадины и Нортумберлендского прогиба в раннекаменноугольную эпоху. По Джорджу, 1958

реслаивание глинистых цементных известняков и мергелей с алевролитами, а для верхней — развитие в некоторых районах горючих сланцев. Местами к данной серии приурочены покровы базальтов. У восточного края Каледонской впадины серия «Известковистых песчаников» представлена мощной (до 1200 м) толщей грубозернистых дельтовых песчаников Файф, образующих самую северную из дельт, изображен-



ков» (Calcareous Sandstones), до 1000—1200 м. Слагается различными не морскими (озерными, лиманными) образованиями и отличается изменчивостью. Для ее нижней части характерны





Уже в верхних слоях «Известковистых песчаников» начинают встречаться морские ископаемые, указывающие на начало морской трансгрессии, получившей в Каледонской впадине максимальное развитие в эпоху накопления вышележащей известняковой серии (верхний визе — нижний намюр). Однако в средней части этого морского эпизода морские условия неоднократно прерывались, море отступало и на его низменном заболоченном побережье периодически возникали торфяники и шло образование угольных пластов, чередовавшееся с накоплением песчано-глинистых осадков. Известняковой серией верхнего визе — нижнего намюра нижний отдел карбона Каледонской впадины заканчивается. Выше с размывом залегают слои Жернового песчаника.

Близкую мощность (до 2000 м) и сходное строение «нижний» карбон имеет в следующем к югу Нортумберлендском прогибе (см. рис. 41). На мощной серии цементных известняков и мергелей здесь залегают толща косослоистых песчаников Фелл дельтового типа (2-я дельта на рис. 42). Выше следует угленосная толща и над ней — венчающая

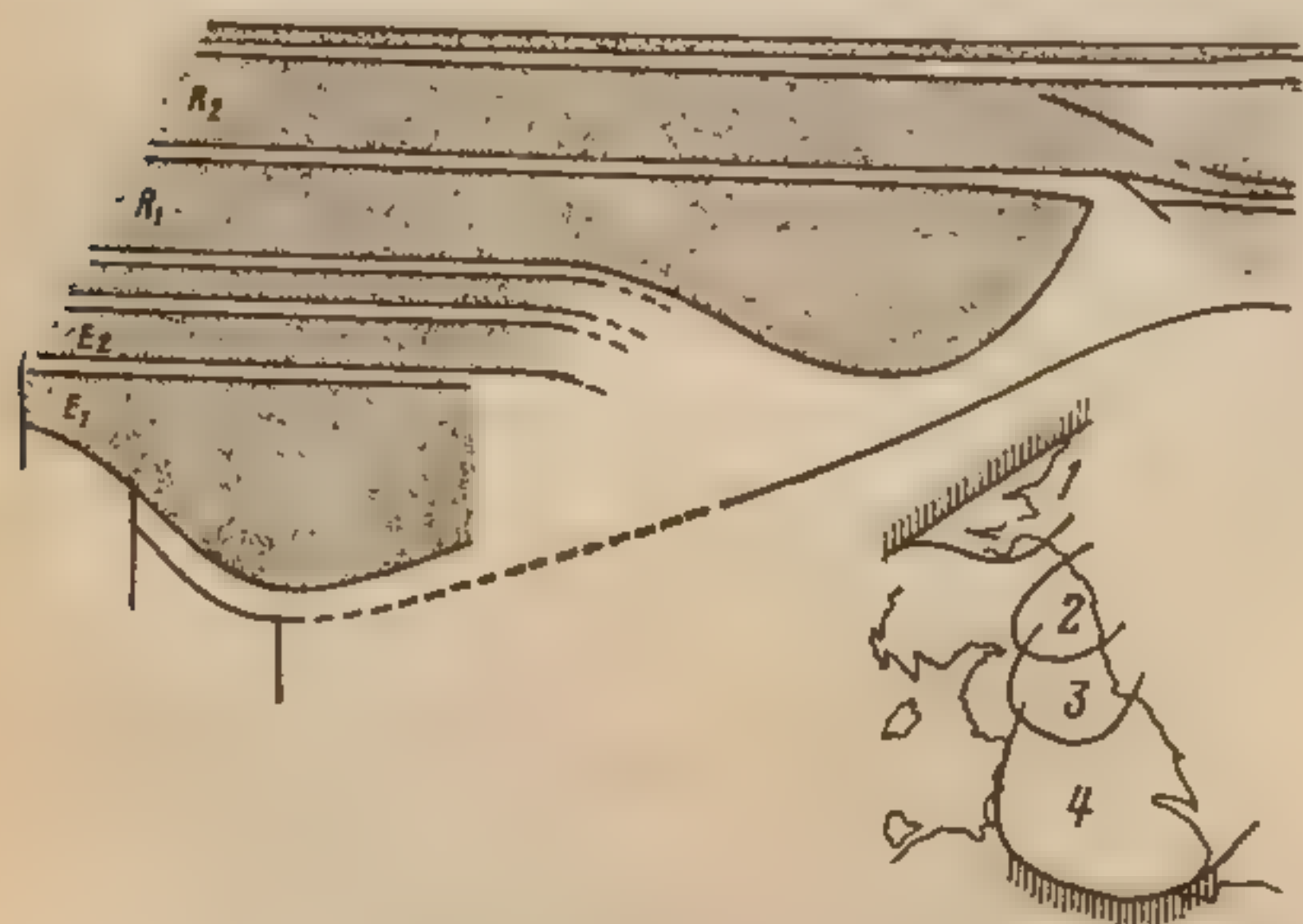


Рис. 42. Поперечный разрез через толщу «Жернового песчаника».

Три последовательных комплекса отложений ( $E$ ,  $R_2$  и  $R_1$ ) составляют мощные пояса грубых осадков, нарастающие в южном направлении (не в масштабе). На врезке — распространение дельтовых осадков (дельт) в визе и намюре (с севера на юг): 1 — верхний визе, 2 — нижний? — средний визе, 3 — визе — намюр, 4 — «Жерновой песчаник» (намюр).  
D. Rayner, 1967

«нижний» карбон известняковая серия. Последняя частично перекрывается, частично фациально замещается в южном направлении слоями йордейльского типа (фации). Йордейльские слои — это серия правильно построенных циклов (циклотем) мощностью 20—30 м, нижние слои которых представлены морскими образованиями, верхние — континентальными. Наиболее выдержанными слоями в этих циклах являются пласты известняка, достигающие нескольких метров мощности. Йордейльские слои образуют крупное линзовидное тело, район формирования которого представлял, вероятно, дельту, периодически заливавшуюся водами моря (3-я дельта на рис. 42).

Южнее, в Крейвенском прогибе, уже вся известная здесь толща «нижнего» карбона представлена морскими слоями — переслаиванием известняков и сланцев внизу и толщей глинистых сланцев с гоннатидами вверху общей мощностью до 1500—2000 м.

На относительно приподнятых блоках, разделявших прогибы, отложения турнейско-ранневизейского возраста обычно отсутствуют. Трансгрессивно на размытой поверхности додевонских образований здесь залегают, как правило, слои известняков верхней части «нижнего» карбона, сменяющиеся вверху глинистыми сланцами или породами йордейльского типа (см. рис. 41).

Неоднократно упоминавшийся Жерновой песчаник составляет среднюю часть английского карбона. Основной областью его развития является Средняя Англия (4-я дельта на рис. 42). В наиболее полных разрезах он отвечает по возрасту всему намюру, но к северу его нижние слои фациально замещаются породами известняковой серии, ко-



торая рассматривается как «нижний» карбон. Жерновой песчаник общей мощностью 1000—1500 м складывается мощными пачками грубозернистых, часто косослоистых песчаников и гравелитов, чередующихся с относительно тонкими слоями глинистых сланцев с морскими ископаемыми. Пачки песчаников и гравелитов образуют местные раздувы, которые у каждой вышележащей пачки все дальше смещаются к югу, что объясняется постепенным смещением дельты Жернового песчаника к югу. К северу от района дельты Жерновой песчаник сохраняет свои характерные черты, сокращаясь лишь в мощности.

Повсеместно на Британских островах разрез карбона завершается угленосной серией — толщей переслаивания, часто циклического, песчаников, глинистых сланцев, алевролитов и прослоев угля, до 1000 м и более суммарной мощности. В нижних слоях угленосной серии встречаются прослои с морскими ископаемыми, и она имеет, следовательно, паралический характер. В эпоху ее формирования значительная часть Британских островов, как и примыкающие районы континентальной Ев-

Рис. 43. Палеогеографическая обстановка в северо-западной Европе в вестфальское время. По Д. Беннисону, А. Райту, 1972:

1 — суша, 2 — прибрежные болота Шотландии Пеннин, 3 — прибрежные болота Южного Уэльса — Рура, 4 — погребенные угольные месторождения, 5 — поверхностные угольные месторождения



ропы, была покрыта обширными заболоченными и залесенными приморскими низменностями, в пределах которых шло торфообразование и с течением времени формировались залежи каменного угля (рис. 43). В верхних горизонтах угленосной толщи прослои с морской фауной исчезают. Отсутствуют здесь обычно и прослои угля. Нередко при этом типичная для угленосной толщи серая окраска пород сменяется красной. Местность, занятая ранее заболоченными низменностями, очевидно, повысилась, торфяники исчезли, и углеобразование прекратилось. Смена сероцветной окраски красноцветной была связана, по-видимому, с общей аридизацией климата.

Основная часть угленосной толщи по возрасту принадлежит вестфалу. Но ее верхние горизонты (красноцветные) относятся, возможно, уже к стефану.

#### Центральные Атлантиды (Франко-Богемский геоблок)

Девон — динант западной части Франко-Богемского геоблока

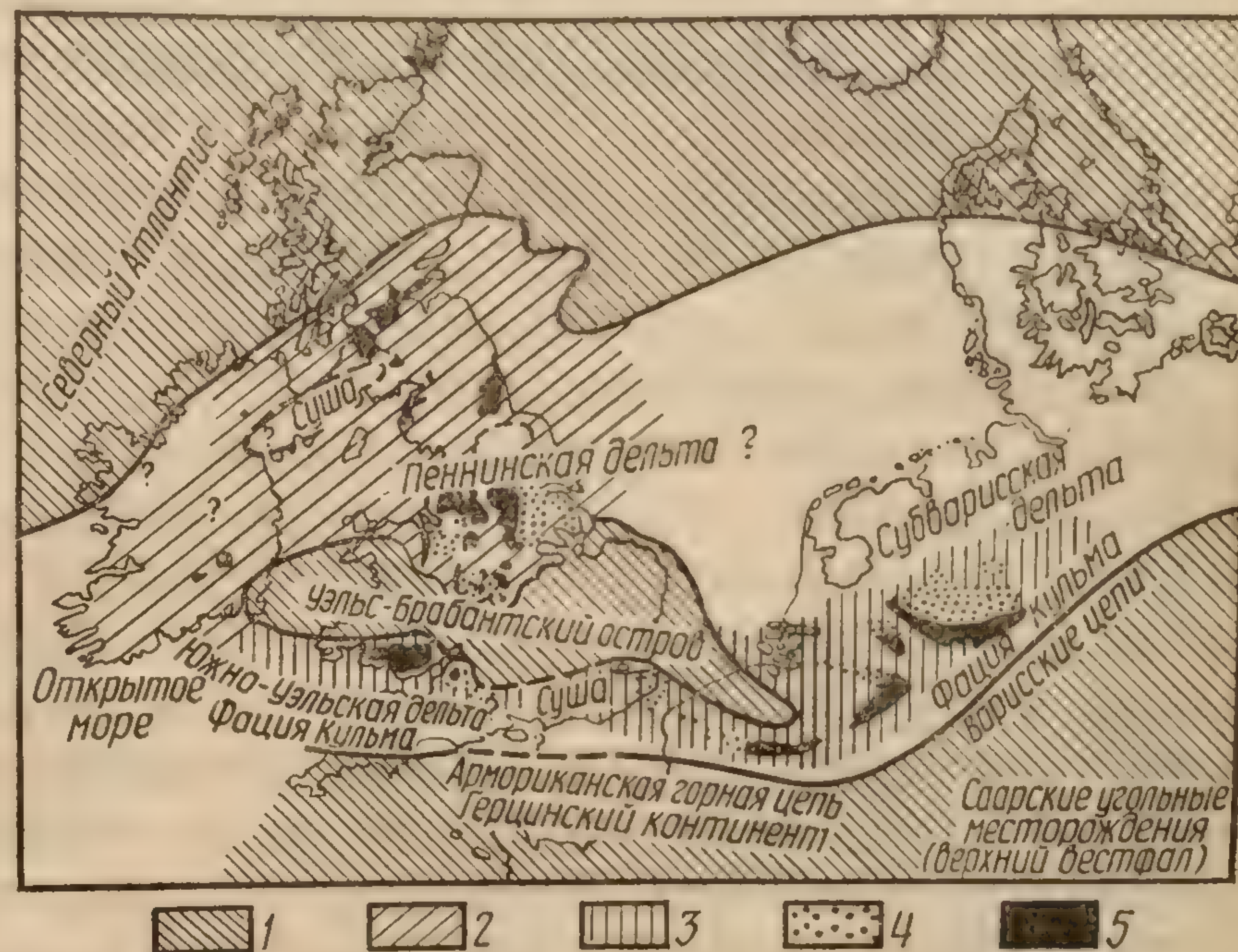
В девоне — динанте развитие западной (Франко-Рейнской) и восточной (Богемской) частей геоблока протекало очень различно. После судетской складчатости начиная с намюра это различие сглаживается.



чаются прослои с морскими ископаемыми, и она имеет, следовательно, паралический характер. В эпоху ее формирования значительная часть Британских островов, как и примыкающие районы континентальной Ев-

Рис. 43. Палеогеографическая обстановка в северо-западной Европе в вестфальское время. По Д. Беннисону, А. Райту, 1972:

1 — суша, 2 — прибрежные болота Шотландии — Пеннин, 3 — прибрежные болота Южного Уэльса — Рура, 4 — погребенные угольные месторождения, 5 — поверхностные угольные месторождения



ропы, была покрыта обширными заболоченными и залесенными при-морскими низменностями, в пределах которых шло торфообразование и с течением времени формировались залежи каменного угля (рис. 43). В верхних горизонтах угленосной толщи прослой с морской фауной ис-чезают. Отсутствуют здесь обычно и прослой угля. Нередко при этом типичная для угленосной толщи серая окраска пород сменяется крас-



В западной части Франко-Богемского геоблока девонские отложения наиболее полно развиты в Армориканском массиве, в северной части которого они сходны по составу с девоном западной части Реногерцинского пояса, отличаясь от последних, однако, малой мощностью. В синклиналях Котантена и в Центральной синклинальной зоне Армориканского массива граптолитовые сланцы силура без перерыва, но с резким литологическим переходом сменяются толщей, до 500—600 м мощности, переслаивания бурых, зеленых, серых кварцитов и сланцев жединского яруса девона. Вверх по разрезу эта лагунно-континентальная (!) толща (кварциты Плугастель) сменяется и отчасти фациально замещается песчаниками с морской фауной нижней части зигенского яруса. Выше следует пестрая по составу серия мелководных морских осадков — известняков, сланцев, песчаников, до 400—500 м общей мощности, верхнего зигена — эйфеля.

За этим циклом седиментации нижнего — начала среднего девона последовало воздымание северной части Армориканского массива, которое вызвало перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся местами до конца девона. Но на отдельных участках в позднем девоне осадконакопление восстановилось — в Центральной синклинальной зоне в морских условиях (битуминозные сланцы с гониатитами и другими морскими ископаемыми), а на севере, в районе Котантена, — в лагунно-континентальных (?) (красноцветная песчано-глинистая толща, до 250 м мощности, типа верхнего Древнего красного песчаника).

Как было отмечено, девонские отложения северной части Армориканского массива обнаруживают сходство с одновозрастными породами западной части Реногерцинского пояса. По некоторым особенностям строения — наличию среднедевонского перерыва, развитию в верхнем девоне красноцветных образований — они напоминают девон Англо-Уэльсского прогиба. По-видимому, порог(?) или уступ(?), отделявший прогибы северной части Армориканского массива от Реногерцинского трога, задерживал в последнем лишь часть поступавшего с севера обломочного материала, распространявшегося и дальше к югу, за его пределы. При этом поднятие в среднем девоне охватило как северное (Англо-Уэльское), так и южное (Армориканское) обрамления Реногерцинского пояса.

В южной части Армориканского массива девонские отложения сохранились лишь в нескольких небольших синклиналях. Нижние, жединские, слои девона здесь отсутствуют, и слои зигена трансгрессивно ложатся на отложения нижнего палеозоя. Разрез девонских отложений здесь прерывистый маломощный (до 500—600 м), очень пестрый по составу и фациально изменчивый. Это толща известняков, сланцев, песчаников, конгломератов с разнообразной морской фауной, но местами также с остатками наземных растений (псилофитов).

Девонские отложения известны также на северо-востоке Центрального Французского массива, в массивах Вогез и Шварцвальда (?) и вскрыты глубоким бурением в Саарском каменноугольном бассейне в области Среднегерманского порога. Древнейшими слоями девона в этих районах являются среднедевонские, а в Центральном Французском массиве — верхнедевонские. В раннем девоне вся эта область представляла, по-видимому, сушу. На северо-востоке Центрального Французского массива девон (верхний) представлен толщей разнообразных органических известняков (криноидных, коралловых, брахиоподовых) и лишь в верхней части — сланцами и песчаниками с гониатитами и прослоями вулканических пород. Толщей известняков, до 900 м мощности, средний — верхний девон представлен и в Саарском бассейне, где из-



вестняки девона (живета) трансгрессивно налегают на кристаллические докембрийские породы Среднегерманского порога.

Средне-верхнедевонские образования Вогез и Шварцвальда представлены серией граувакк, конгломератов, глинистых и кремнистых сланцев с линзами рифогенных известняков и мощными покровами вулканических пород. Для верхней части разреза характерно переслаивание грубых граувакк с кремнистыми сланцами с остатками радиолярий. Обломочный материал поступал, очевидно, с востока или юго-востока, и образование пород протекало в прибрежной зоне моря.

На рубеже девона и карбона область Армориканского массива испытала общее поднятие и слабую деформацию — бретонскую складчатость, установленную впервые именно здесь. Однако бретонское несогласие в области Армориканского массива, подобно ассинтской складчатости на северо-западе Шотландии, отражает не проявление складчатости, а лишь дифференцированные движения отдельных блоков. Эти движения наряду с общим воздыманием массива привели к перерыву в осадконакоплении и последующему трансгрессивному и слабо несогласному залеганию каменноугольных отложений. В области Центрального Французского массива и в районе Вогез и Шварцвальда отложения девона и динанта тесно связаны.

Динант западной части Франко-Богемского геоблока складывается в основном толщами грубообломочных пород — конгломератов, песчаников, аркозов с подчиненными слоями глинистых и кремнистых сланцев и известняков. Частично это прибрежно-морские, частично континентальные образования с остатками наземных растений и незначительными прослоями угля. Как и в верхнем девоне, кремнистые сланцы с остатками радиолярий переслаиваются местами (Вогезы, Шварцвальд) с грубообломочными толщами, что указывает, по-видимому, на прибрежно-морской генезис первых из них. Накопление этих пород почти повсеместно сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, которая в области Армориканского массива активизировалась с начала карбона, в Центральном Французском массиве — с конца девона, а в районе Вогез и Шварцвальда — с начала среднего девона, одновременно с началом накопления здесь осадочных толщ.

По-видимому, накопление нижнекаменноугольных осадочных и вулканогенных толщ западной части Франко-Богемского геоблока происходило в условиях сильно расчлененной как в структурном, так и в орографическом отношении местности. Относительно узкие ограниченные разломами грабенообразные прогибы должны были разделяться здесь обширными возвышенными участками, которые подвергались размыву и питали обломочным материалом смежные с ними прогибы. После динанта, в судетскую фазу складчатости, девонские и нижнекаменноугольные (и все более древние) слои рассматриваемой области подверглись складчатости. На севере Армориканского массива эта складчатость была умеренной силы и привела к образованию сравнительно простых, открытых форм складчатости. Более интенсивно она проявилась на юго-западе Армориканского массива и в области Центрального Французского массива и с наибольшей силой — в районе Вогез и Шварцвальда. Складчатость сопровождалась внедрением крупных гранитных интрузий и метаморфизмом пород.

#### Девон — динант восточной части Франко-Богемского геоблока

Характер девонских отложений юго-западной (Богемско-Саксонской) и северо-восточной (Судетско-Моравской) частей Богемского мас-



сива различен. Граница между этими частями массива проходит по р. Эльбе.

В Богемско-Саксонской части массива девон развит в Пражском синклинории и в Тюрингских Сланцевых горах. В обоих этих районах отложения девона тесно связаны с силурийскими и представлены образованиями того же типа. Каледонская складчатость на развитие данного региона влияния не оказала.

В районе Пражского синклинория в девоне продолжалось начавшееся еще в силуре формирование различного типа известняков (рифогенных, шламовых и др.), перемежающихся в среднем девоне с темными известковистыми сланцами с остатками птеропод (тентакулитов), которые как бы замещают граптолитов, распространенных в более низких слоях разреза. Венчается разрез толщей пестроцветных песчано-глинистых пород среднего-верхнего девона с остатками гигантострок и наземных растений (псилофитов). После накопления этих слоев в результате воздымания центральной части Богемского массива в пределах последней наступает длительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся до конца карбона. Вулканическая деятельность, интенсивно проявлявшаяся с перерывами в силуре, к началу девона прекращается.

В Тюрингских Сланцевых горах девонская часть разреза начинается пачкой граптолитовых сланцев («верхние граптолитовые сланцы»), в которых наряду с граптолитами встречаются остатки тентакулитов. Выше следует пачка темных узловатых тентакулитовых известняков второй известняковой пачки (первая в силуре) и, наконец, толща известковистых тентакулитовых сланцев с прослоями темных узловатых тентакулитовых известняков, которой заканчивается среднедевонская часть разреза.

Ряд характерных признаков граптолитовых и тентакулитовых сланцев силура — среднего девона — их тонкая правильная слоистость, обилие в них пирита и органического материала, присутствие лишь остатков планктонных организмов (граптолитов и тентакулитов) — указывает на их образование в котловинных слабо аэрируемых («застойных») участках морского дна, защищенных от влияния волн и морских течений. В придонной области подобных котловин создавалась восстановительная обстановка, неблагоприятная для существования донных организмов, но способствовавшая образованию пирита и сохранению органического материала. Подобные, эвксинские, как их часто называют, условия (по древнегреческому названию Черного моря, где аналогичные условия реализуются в настоящее время) могли возникать, по-видимому, как в удаленных от берега, сравнительно глубоких, так и в прибрежных мелководных участках (заливах, лагунах) морских бассейнов.

Широкое распространение в составе рассматриваемых образований кремнистых сланцев, почти нацело состоящих из кремнезема, приводит некоторых исследователей к мысли о вулканической природе последнего. Однако отсутствие в данных отложениях каких-либо вулканических образований говорит против подобного предположения.

С начала позднего девона однообразная спокойная лептогеосинклинальная обстановка осадконакопления силура — среднего девона меняется. В центральной части Тюрингских Сланцевых гор это изменение почти не ощущается. Но по их северной периферии, в области Среднегерманского порога, и на юге, в области Богемского массива, возникли в это время поднятия, с которых в смежные прогибы начался снос грубого обломочного материала. Местами в этих периферических рай-



онах имела место складчатость, приведшая к несогласному залеганию слоев верхнего девона. С начала позднего девона активизировалась также вулканическая деятельность, в результате которой образовались толщи лав и вулканических туфов, преимущественно основного состава.

В северо-восточной, Судетско-Моравской, части Богемского массива каледонская складчатость проявилась достаточно интенсивно, и начало девона отмечено здесь поднятием и перерывом в накоплении осадков. Последующее погружение и морская трансгрессия охватили лишь отдельные участки данного региона и в различное время: местами в конце раннего девона, местами в среднем девоне, местами только в позднем девоне. Девон начинается здесь обычно толщами конгломератов, иногда значительной мощности, сменяющихся вверх по разрезу сланцами и известняками. Местами накопление этих пород сопровождалось проявлением вулканической деятельности.

Тенденция развития, наметившаяся в юго-западной части Богемского массива в конце девона, получает дальнейшее развитие в динанте и распространяется на всю территорию массива. В районе Тюрингских Сланцевых гор местами еще продолжается накопление маломощных глинистых и кремнисто-глинистых осадков типа лептогеосинклинального Кульма. Но в других районах по периферии возникших поднятий начали формироваться мощные толщи частично уже континентальных грубозернистых песчаников, граувакк и конгломератов. Во многих районах накопление слоев динанта сопровождалось излияниями лав и выбросами вулканического пепла преимущественно основного состава. Особенно значительные массы грубообломочных образований динанта (Кульма) скопились в возникшей в начале динанта Внутренней Судетской впадине, а также во внешней (по отношению к Богемскому массиву) Предсудетской впадине, окаймляющей Богемский массив с северо-востока и отделяющей его от Датско-Польской параплатформы. В динанте III накопление грубозернистых обломочных пород частично дельтового и континентального происхождения получило в области Богемского массива (как и в Реногерцинском поясе) всеобщее распространение, и эти породы перекрывают в центральных частях прогибов лептогеосинклинальные образования нижнего-среднего динанта. За их счет общая мощность слоев динанта оказывается обычно весьма значительной. В Тюрингских Сланцевых горах она достигает 1500—2000 м.

На рубеже динанта и намюра в области Богемского массива имела место складчатость (судетская), сопровождавшаяся внедрением гранитных интрузий и метаморфизмом пород, которой геосинклинальное развитие данной области завершилось. Местами, однако, аналогичную завершающую роль здесь сыграла более ранняя, позднедевонская, складчатость (Пражский синклиний(?), Судетская впадина). Последующие движения (судетские) лишь осложнили ранее сформированную структуру.

#### Южные Атлантиды

В пределах Астурийско-Сардинского геоблока морские слои силура большей частью без перерыва сменяются морскими слоями девона. Девон представлен здесь обычно полностью, имеет карбонатный или сланцево-карбонатный состав и сравнительно небольшую мощность — до 1500—2000 м. По характеру он ближе всего к девону Пражского синклиория. В Каталонских горах (юго-восточная Испания) маломощный лептогеосинклинальный разрез силура — девона очень близок



к разрезу Тюрингских Сланцевых гор. В верхней части девона рассматриваемого геоблока широко распространены (Пиренеи, Черная гора) своеобразные глубоководные(?) красные узловатые известняки-гриоты (мраморы-гриоты). В Кантабрийских горах северной Испании и в Пиренеях в верхнем девоне отмечаются местами перерыв в накоплении осадков и трансгрессивное слабонесогласное залегание слоев фамена, в составе которых развиты толщи песчаников и кварцитов.

Одной из интересных особенностей позднепалеозойской истории Астурийско-Сардинского геоблока был перерыв в осадконакоплении, падающий на начало карбона, в связи с которым почти нигде в этой обширной области не установлено слоев турнейского яруса. Трансгрессивно залегающие слои нижнего визе почти повсеместно представлены здесь маломощными (первые десятки метров) слоями типичного лептогеосинклинального Кульма — углистыми и кремнистыми сланцами, фтанитами и яшмами с остатками радиолярий, кремнистыми и глинистыми известняками. В ряде районов в этих слоях встречаются скопления желваков фосфорита, вплоть до промышленных залежей, а местами в их верхней части — тонкие прослои вулканического пепла. Нередко эти отложения залегают на закарстованной поверхности верхнедевонских известняков, карстовые углубления в которых заполнены марганцевой породой.

По представлению некоторых французских исследователей, данные образования являются отложениями прибрежных заливообразных участков неглубокого моря с затрудненной циркуляцией вод, окаймленных низменной слабо расчлененной сушей, с которой не поступало в бассейн заметных количеств обломочного материала. Повышенное содержание и осаждение в этих участках морского бассейна кремнезема, фосфатов и марганца могло определяться величиной рН среды осаждения и специфическим характером биогеохимических процессов на прилегающей суше.

Накопление отложений типа лептогеосинклинального Кульма сменилось в конце визе и в намюре формированием песчано-сланцевых флишоидных толщ. В намюре область Астурийско-Сардинского геоблока была охвачена складчатостью (судетской), завершившей на большей части ее площади палеозойский мегацикл ее развития.

После судетской складчатости в области рассматриваемого геоблока геосинклинальные черты развития сохранились только на территории Кантабрийских гор, в центральной части которых прогибание вскоре возобновилось. На размытой поверхности более древних отложений здесь сформировалась мощная (до 2000 м) серия слоев вестфала. Она начинается толщей конгломератов, до 400—500 м мощности, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками и сланцами с прослоями известняков и углей и, наконец, пачкой известняков (до 300 м) с остатками кораллов, фузулинид и других морских ископаемых.

Вестфальский цикл осадконакопления закончился новой фазой интенсивной складчатости, воздымания и денудации. В дальнейшем сходный с вестфальским цикл событий повторился в раннем стефане, а затем еще раз в позднем стефане. В раннем стефане сформировалась вторая мощная (до 2500 м) песчано-сланцевая толща, в нижней части с морскими ископаемыми и прослоями известняков с фузулинами, а в верхней — угленосная с остатками наземных растений. Позднему стефану отвечает уже континентальная конгломерато-сланцевая толща с незначительными прослоями угля.

Завершение геосинклинального развития области Кантабрийских гор было, таким образом, многостадийным, постепенно от стадии к ста-



дии затухавшим процессом, начавшимся в намюре и закончившимся лишь в конце стефана. При этом более крупный вестфальский прогиб с основными залежами угля был приурочен к центральной части Кантабрийских гор (Астурийский бассейн), а стефанские прогибы — к северному краю Иберийского геоблока.

В северной части Астурийско-Сардинского геоблока (Пиренеи, Черная гора) в стефане и ранней перми возник ряд мелких впадин, развитие которых протекало уже в континентальной обстановке и характеризовалось накоплением песчано-глинистых красноцветных слоев.

В пределах Иберийского геоблока раннепалеозойский этап завершился, как мы видели, складчатостью (акадской) в середине девона, за которой последовали общее воздымание и денудация области геоблока. Средний девон в его пределах не установлен, а отложения верхнего девона известны лишь в его юго-западной части, где они трансгрессивно и несогласно налегают на нижнедевонские и более древние слои палеозоя. По-видимому, погружение в позднем девоне охватило и смежную Южно-Португальскую зону, где отложения верхнего девона являются древнейшими из установленных в ее пределах слоев.

Верхний девон юго-западной части Иберийского геоблока представлен толщей переслаивания песчаников, кварцитов, глинистых сланцев, до нескольких сотен метров мощности. На рубеже девона и карбона слои верхнего девона были смяты в складки, приподняты и подверглись размыву. С этого времени территория Иберийского геоблока приобретает характер горной (?) страны. Но у его южного края обособляется ряд депрессий, в которых с начала карбона осадконакопление возобновляется. Нижний карбон (турне — нижний намюр) представлены в этих депрессиях толщей чередования, до 500—800 м общей мощности, пачек конгломератов (по 200—300 м) с менее мощными пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов, известняков. Выше этих морских образований, местами трансгрессивно на докаменноугольных слоях, залегает маломощная (200—300 м) континентальная толща верхнего намюра — нижнего вестфала — переслаивания конгломератов, песчаников, глинистых сланцев с несколькими прослоями каменного угля. Серия этих слоев (динанта — вестфала) неоднократно — в середине динанта, между намюром и вестфалом, после вестфала — подвергалась слабой складчатости, интенсивность которой постепенно, от фазы к фазе, ослаблялась. Формированием в нижнем вестфале угленосных слоев палеозойское осадконакопление в пределах Иберийского геоблока прекращается, и для него наступает длительная эпоха денудации.

Иной характер имеют верхнедевонско-каменноугольные образования Южно-Португальской зоны, к которой приурочен известный «пиритовый пояс» с рядом крупных месторождений (Рио-Тинто и др.) колчеданных руд (железо, медь, свинец, цинк). Южно-Португальская зона складывается серией согласно залегающих морских осадочных терригенных и вулканогенных пород, до 3000—4000 м общей мощности, фаменско-вестфальского возраста. Возможно, что нижние слои этой серии имеют более древний, дофаменский, возраст. Серия этих слоев разделяется на три группы: нижнюю — филлито-кварцитовую с фаменскими ископаемыми, до 150 м видимой мощности; среднюю — вулканогенно-кремнистую, с залежами колчеданных руд, которая складывается пачками кислых и основных вулканических пород (преимущественно туфов), чередующихся с яшмами и другими осадочными породами (сланцами, граувакками, кварцитами), до 700—800 м общей мощности; верхнюю — граувакковую («кульмскую»), наиболее мощную (до 2000—3000 м),



сложенную флишоидным переслаиванием граувакк, алевролитов, песчаников. Возраст кремнисто-вулканогенной толщи определяется как турне — ранний визе, а верхней граувакковой — как поздний визе — ранний вестфал. В послеранневестфальское время верхнедевонско-каменноугольные слои Южно-Португальской зоны были интенсивно дислоцированы и несколько метаморфизованы.

Специфический характер строения и развития Южно-Португальской зоны связан, по-видимому, с ее погружением по разломам, служившим путями проникновения на поверхность значительных масс вулканического материала. Начало этого погружения совпало во времени со складчатостью (акадской) Иберийского геоблока и его общим поднятием.

#### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗАПАДНЫХ АТЛАНТИД

##### Северные Аппалачи и Ньюфаундленд

После акадской складчатости территория Северных Аппалачей и Ньюфаундленда представляла в основном область денудации. Отложения среднего-верхнего палеозоя известны здесь лишь во впадине залива Св. Лаврентия, образовавшейся в середине (?) девона на стыке Северо-Аппалачского и Ньюфаундлендского сегментов Аппалачско-Уачитского пояса. В конце палеозоя впадина зал. Св. Лаврентия была заполнена мощной толщей преимущественно континентальных отложений. В большей своей части она совпадала с акваторией залива Св. Лаврентия. Ее южная наиболее глубоко погруженная часть — грабен Фанди, — приуроченная к зоне Фанди Северных Аппалачей и Ньюфаундленда, представляла расширенный участок протяженной зоны грабенообразных опусканий, которая рассматривается некоторыми исследователями как юго-западное продолжение Каледонской впадины Северных Атлантис. Северо-восточный суженный участок грабена Фанди пересекает о. Ньюфаундленд. На юго-западе подобное сужение совпадает с заливом Фанди, протягиваясь к юго-западу до района Бостона, где на нескольких небольших ограниченных разломами участках сохранились угленосные отложения верхнего палеозоя.

Накопление верхнепалеозойских слоев впадины залива Св. Лаврентия началось в среднем (?) девоне и завершилось в начале перми. В течение этого времени осадконакопление было здесь почти непрерывным и привело к образованию в грабене Фанди серии слоев до 8000 м общей мощности. В составе этой серии выделяются шесть групп слоев, возраст которых определяется здесь не по американской шкале, а по западно-европейской, что связано с большей близостью этих слоев в палеонтологическом отношении к разновозрастным слоям Европы. Нижняя из этих шести групп — группа Хортон, — датирующаяся средним (?) — поздним девонem — турне, и четыре верхних (намюр — ранняя пермь) слагаются континентальными образованиями, а вторая группа — Уиндзор (визе — намюр) — в основном морскими.

Группа Хортон представлена толщей, до 3500 м общей мощности, континентальных красноватых конгломератов и песчаников аллювиального и пролювиального происхождения. В средней и верхней частях группы развиты местами темные тонкослоистые битуминозные сланцы, сходные с горючими сланцами нижнего карбона Срединной долины Шотландии, а в самом верху разреза встречаются тонкие прослои угля. По-видимому, во время накопления слоев группы Хортон принос обло-



мочного материала во впадину залива Св. Лаврентия временами уменьшался, депрессия заболачивалась, на ней возникали озера, и, возможно, она превращалась частично в морской залив. На последнее указывает присутствие местами в средней части группы Хортон пластов соли. Местами, наконец, в начальный период накопления слоев группы Хортон во впадине залива Св. Лаврентия проявлялась вулканическая деятельность.

Следующая вверх по разрезу группа Уиндзор, до 1300 м мощности, также слагается в основном красноцветными, но более тонкозернистыми глинисто-алевролитовыми породами. Для этой группы характерны прослой известняка с морскими ископаемыми (кораллами, плеченогими и др.) и многочисленные мощные пласты гипса и каменной соли. В среднем на красноцветные слои приходится 60% мощности группы, на эвапориты (гипс, соль) — 30%, на известняки — 10%. Группа Уиндзор — это отложения морского залива, периодически превращавшегося в соленую лагуну, которая временами целиком заносилась красноцветным обломочным материалом. Накопление пород группы Уиндзор также сопровождалось местами вулканической деятельностью.

Верхняя часть рассматриваемой серии слоев снова представлена континентальными, частично красноцветными, частично сероцветными угленосными отложениями. Наиболее мощные и промышленно важные пласты угля располагаются в ее верхней части, относящейся по возрасту к позднему вестфалу — ранней перми. После их образования верхнепалеозойские слои впадины залива Св. Лаврентия подверглись складчатости, интенсивной в грабене Фанди и очень слабой по ее северной «платформенной» периферии. Поскольку более молодые отложения палеозоя во всей северной части Аппалачско-Уачитского пояса отсутствуют, время проявления этой складчатости точно не фиксируется. Она была, несомненно, допозднетриасовой, так как верхнетриасовые отложения залива Фанди ею не затронуты, и, очевидно, послераннепермской.

Верхнепалеозойские отложения впадины залива Святого Лаврентия обнаруживают несомненное сходство с верхнедевонско-каменноугольными образованиями Каледонской впадины Британских островов. Между данными образованиями имеются, однако, и существенные различия. Они проявляются в несовпадении начального и конечного моментов накопления соответствующих слоев и в более грубом и «красноцветном», преимущественно континентальном или лагунном (гипс, соль), характере нижнекаменноугольных отложений впадины залива Св. Лаврентия, в которой сероцветные угленосные образования получают развитие тогда (поздний карбон — ранняя пермь), когда в Каледонской впадине, наоборот, начинают накапливаться красноцветные безугольные отложения. По-видимому, в первую половину карбона климат в области впадины залива Св. Лаврентия был более аридным, чем в области Каледонской впадины. В конце карбона — начале перми соотношения в климатической обстановке приобретают, возможно, обратный характер.

#### Южная часть Аппалачско-Уачитского пояса

В отличие от северной южная часть Аппалачско-Уачитского пояса, за исключением Пидмонта и зоны Голубых гор, была на протяжении большей части среднего-позднего палеозоя областью погружения и интенсивного осадконакопления.



В зоне Хребтов и Долин Южных Аппалачей *s. str.* средне-поздне-палеозойский цикл осадконакопления начался формированием слоев позднепермского времени (яруса осейдж американской схемы), залегающих согласно, но обычно с размывом на девонских слоях или (на юго-востоке) на тесно связанных с последними слоях раннего миссисипия, и закончился образованием нижнепермской свиты Данкард. По характеру образований данного цикла (как и более древних слоев) зона Хребтов и Долин разделяется на две неравные части: центральную и северо-восточную, с одной стороны, и юго-западную — с другой.

В центральной и северо-восточной части Южных Аппалачей миссисипий имеет постоянный состав и сравнительно небольшую (1000—1500 м) мощность. Его нижняя (верхнепермская) часть складывается здесь песчаниками и сланцами с незначительными прослоями угля. В северо-восточном направлении роль песчаников возрастает, и они приобретают все более грубый, вплоть до конгломератовидного характер (песчаник Поконо Пенсильвании). В средней (визейской) части миссисипия развиты известняки, достигающие местами мощности 1000 м и более. Заканчивается разрез миссисипия снова песчано-глинистыми, частично красноцветными лагунными образованиями.

Пенсильваний на северо-востоке Южных Аппалачей распространен в основном в зоне слабой складчатости (плато Аллегейни), где он выполняет широкий плоский прогиб — бассейн Аллегейни. Южнее, с выклиниванием в районе Камберлендского плато зоны слабой складчатости, пенсильваний «оттесняется» в зону Хребтов и Долин. Как в северо-восточных, так и в центральных районах Южных Аппалачей пенсильваний имеет небольшую мощность — от 500—700 м в бассейне Аллегейни и на северо-востоке зоны Хребтов и Долин до 1000—1500 м на юго-западе (Теннесси — Виргиния). Пенсильваний представлен здесь циклически построенной паралической угленосной толщей, состоящей из песчаников, сланцев, редких прослоев известняков и прослоев угля, залегающей согласно, но с размывом и конгломератом в основании на слоях миссисипия. В бассейне Аллегейни разрез пенсильвания венчается нижнепермской свитой Данкард — континентальной, частично красноцветной толщей с тонкими прослоями угля, до 450 м общей мощности.

На юго-западе Южных Аппалачей (Алабама) и далее к западу в системе Уачиты мощность миссисипско-пенсильванских отложений резко возрастает. Одновременно полоса данных отложения снова расширяется как за счет восстановления краевой зоны (бассейн Блек-Уориор и его западное продолжение в системе Уачиты — Арканзасский бассейн), так и за счет их распространения во внутреннюю область Аппалачей, где они слагают сланцевый пояс Талладега.

Основание миссисипия юго-западной части зоны Хребтов и Долин складывается пачкой темных глинистых и кремнистых сланцев и кремнистых известняков, до 100 м общей мощности, типа лептогеосинклинального Кульма, которой в области Уачиты и Маратона соответствует верхняя часть новакулита. Данная часть разреза миссисипия относится еще, как мы видели, к раннепалеозойскому циклу осадконакопления. Вышележащие, принадлежащие уже средне-позднепалеозойскому осадочному циклу, слои миссисипия и пенсильвания в северо-восточной Алабаме имеют еще обычные для более северо-восточных районов состав и строение. Но далее к юго-западу, в юго-западной Алабаме и в системе Уачиты, они, как отмечалось, резко увеличиваются в мощности (до 10 000—12 000 м) и в своей нижней части (серии Стенли и Джекфорк, рис. 44) слагаются слабо палеонтологически охарактеризо-



ванной толщей переслаивания пачек глинистых и кремнистых сланцев и песчаников с прослоями кремней и вулканических туфов, а в верхней (пенсильванской) части — переслаиванием песчаников и сланцев с прослоями угля в верхней части (см. рис. 25).

Таким образом, на юго-западе Южных Аппалачей s.str. и в системе Уачита начало средне-позднепалеозойского этапа отмечено резким возрастанием интенсивности осадконакопления. Оно имело место не только в краевой зоне (бассейн Блек-Уорир и Арканзасский бассейн), но и в более внутренних зонах как Южных Аппалачей, так и системы

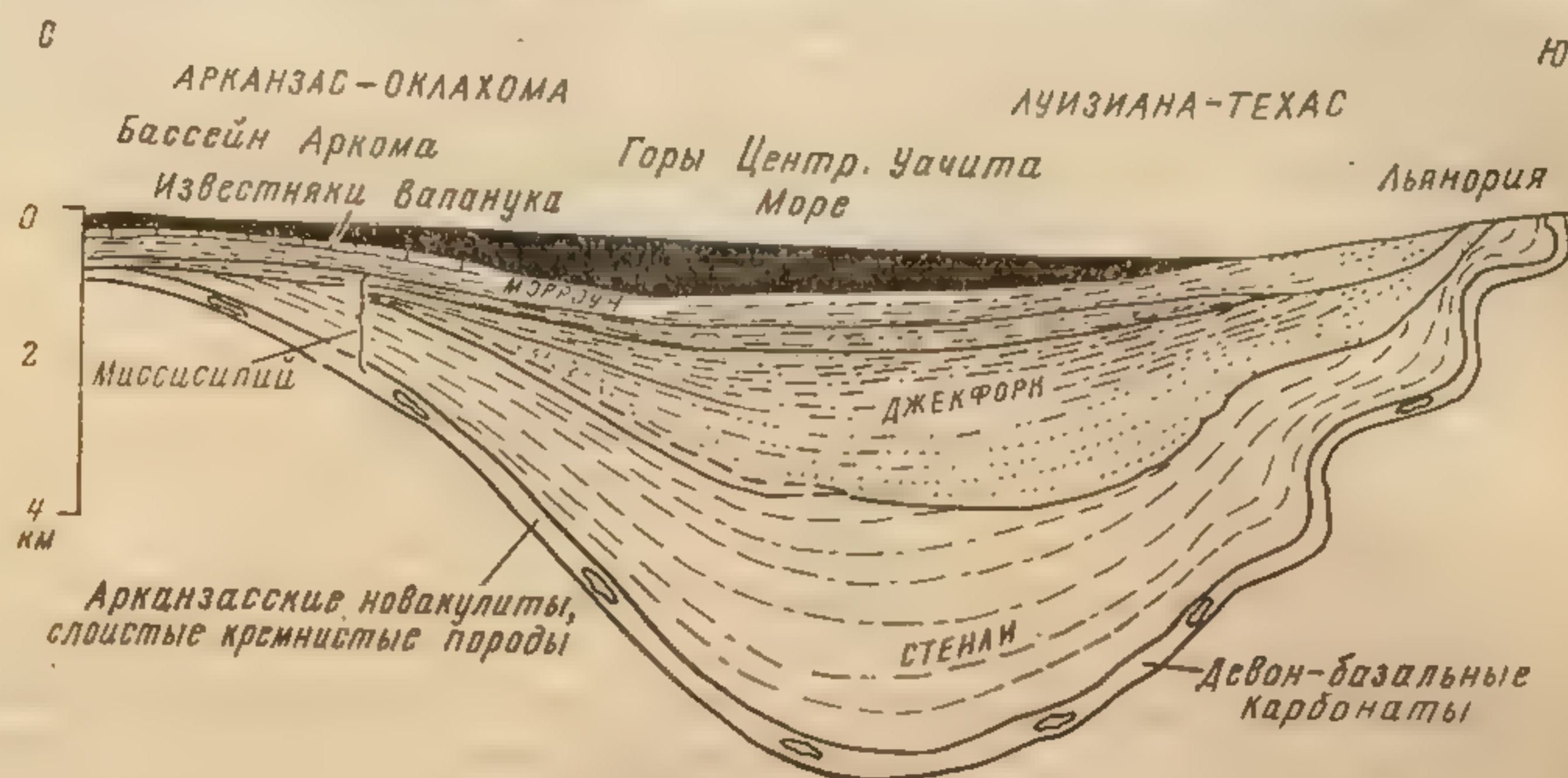


Рис. 44. Строение каменноугольных отложений системы Уачиты. По Kay, Colbert, 1965

Уачита, где до этого, по ранний миссисипий включительно, интенсивность осадконакопления была незначительной. Сформировавшийся здесь в миссисипии и пенсильвании обширный обломочный клин (см. рис. 31) возник, следовательно, не только в результате поперечной миграции зоны прогиба и интенсивного осадконакопления в сторону платформы, как это имело место в случае краевых прогибов Реногерцинского пояса, но и в результате продольного смещения этой зоны по простиранию складчатой системы. Образование Уачитского миссисипско-пенсильванского обломочного клина было связано, по-видимому, с резким воздыманием и размывом расположенной южнее суши — Льянории, примерно совпадающей с сушей, поставлявшей обломочный материал в область Уачиты и Маратона в раннем палеозое.

Далее к юго-западу, в районе Маратона, строение и состав рассматриваемых отложений меняются. Средняя часть миссисипия здесь, по-видимому, отсутствует, и на слоях новакулита залегает мощная (до 2000 м) на юго-востоке, но быстро утоняющаяся (до 90 м) к северо-западу флишоидная песчано-глинистая толща с характерными пластами белых кварцитов позднемиссисипско-раннепенсильванского возраста. Вышележащая часть разреза пенсильвания начинается пачкой известняков нижнего пенсильвания, до 300 м мощности, кроющаяся второй флишоидной толщей (до 900 м) — переслаивания аркозовых песчаников и аргиллитов, в верхней части которых встречаются крупные глыбы древних пород (новакулита, известняков пенсильвания и др.). К верхнему пенсильванию — нижней перми (ярус вольфкемпшен) здесь относится третья флишоидная толща, до 700—800 м мощности, чередования конгломератов и песчаников, в верхней части которой конгломерато-песчаниковые пачки венчаются слоями известняка. Вся серия этих слоев несогласно перекрывается известняками более высоких горизонтов перми.



ме Уачита начало средне-позднепалеозойского этапа отмечено резким возрастанием интенсивности осадконакопления. Оно имело место не только в краевой зоне (бассейн Блек-Уорир и Арканзасский бассейн), но и в более внутренних зонах как Южных Аппалачей, так и системы

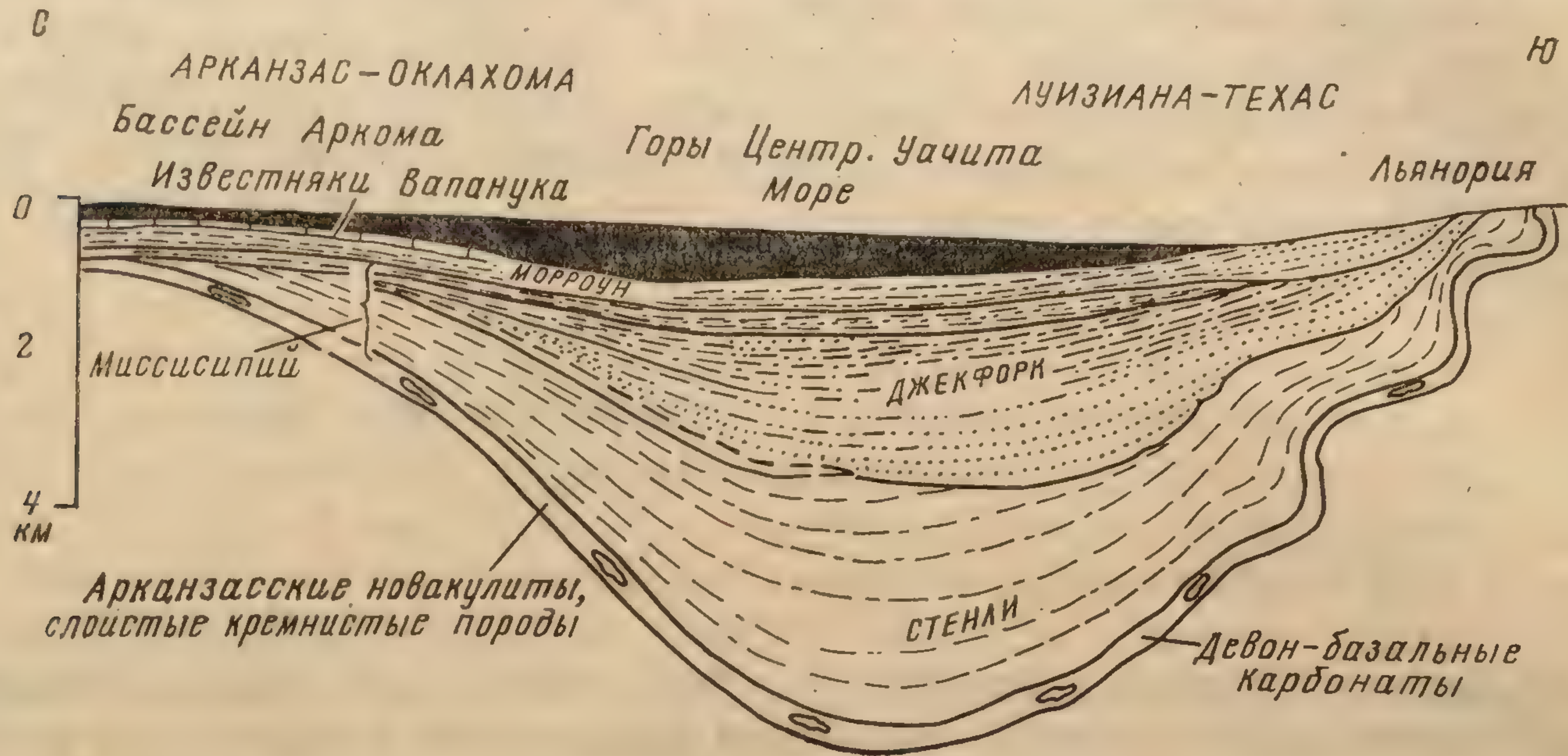


Рис. 44. Строение каменноугольных отложений системы Уачиты. По Kay, Colbert, 1965

Уачита, где до этого, по ранний миссисипий включительно, интенсивность осадконакопления была незначительной. Сформировавшийся здесь в миссисипии и пенсильвании обширный обломочный клин (см. рис. 31) возник, следовательно, не только в результате поперечной миграции зоны прогибания и интенсивного осадконакопления в сторону платформы как это имело место в случае краевых прогибов Реногер-



Преимущественно морские флишодные отложения пенсильвания Маратонского района, в составе которых заметную роль играют карбонатные породы, принадлежат уже скорее кордильерскому, чем апалачско-уачитскому типу, и, по-видимому, в позднем палеозое системы Уачиты и Маратона относились к различным областям осадконакопления.

Все слои палеозоя Южных Аппалачей s. str. и системы Уачиты, от кембрия до нижней перми (свиты Данкард), залегают согласно и были смяты в складки в послераннепермское время. В районе Маратона смятые в складки слои палеозоя, включая слои яруса вольфкемпииен нижней перми, трансгрессивно и несогласно кроются слоями яруса леонардиен. Время проявления апалачской складчатости фиксируется здесь очень точно — рубежом вольфкемпииена и леонардиена ранней перми. Возможно, что к этому же моменту времени относится и складчатость Уачиты и Южных Аппалачей.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ПОСТГЕРЦИНСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ АТЛАНТИД

#### Арктические Атлантиды

Позднепалеозойское развитие арктической окраины Атлантид (Шпицберген, о. Медвежий, Восточная Гренландия) пошло по особому пути, чуждому всей остальной области Атлантид.

На Шпицбергене после образования верхнего Древнего красного песчаника произошли блоковые движения, в результате которых район девонского грабена был приподнят, а по его краям возникли новые зоны погружения и интенсивного осадконакопления (рис. 45). Каменно-



Рис. 45. Схема взаимоотношений средне-верхнекаменноугольных отложений Шпицбергена. По J. Cutbill, A. Chalipog, 1965:  
1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — сланцы, 4 — гнейсы, 5 — доломиты, 6 — известняки; ярусы (обозначены буквами): Б — башкирский, М — московский, Г — гжельский, О — оренбургский

угольно-пермские отложения Шпицбергена разделяются на три группы слоев. Нижняя — Билле-Фьорд — отвечает динанту и намюру; средняя — Гипсдален — остальной части карбона и большей части нижней перми; верхняя — Темпель-Фьорд — кунгурскому ярусу нижней перми и верхней перми. Каменноугольные отложения здесь тесно связаны с пермскими, и граница карбона и перми проходит внутри группы Гипсдален.

Слои Билле-Фьорд залегают с размывом, несогласием и перерывом на слоях верхнего Древнего красного песчаника и представлены континентальными терригенными породами умеренной мощности (250—500 м). Нижняя, динантская, часть этих слоев, начинаясь базальными конгломератами, слагается в основном глинистыми сланцами с прослоями угля. Верхняя, намюрская, часть тех же слоев представлена грубозернистыми кварцевыми песчаниками, обломочный материал ко-



торых приносился, по-видимому, с запада. Группа Гипсдален в основном складывается грубозернистыми песчаниками и конгломератами, залегающими с размывом на более древних слоях. Этой грубообломочной толще подчинены местами значительные залежи гипса нижнего гипсоносного горизонта. Выше следуют слои известняков и доломитов с морской фауной (фузулиниды, кораллы, плеченогие), в верхней части которых прослеживается второй (верхний) гипсоносный горизонт раннеартинского возраста.

Выше по разрезу, после небольшого перерыва, образовались слои группы Темпель-Фьорд — сланцы, песчаники и алевролиты с несколькими горизонтами известняков. Породы этой группы сильно окремнены и включают пачки слоистых фтанитов. Остатки фузулинид и кораллов в слоях Темпель-Фьорд отсутствуют, и они характеризуются комплексом своеобразных форм плеченогих. Советским геологом Д. Л. Степановым (1957) было предложено принять отложения данной группы за стратоталон особого — свальбардского — яруса, который, по представлению Д. Л. Степанова, должен занять место между артинским и казанским ярусами международной шкалы. Однако, по мнению ряда других исследователей верхнего палеозоя Шпицбергена, отложения группы Темпель-Фьорд отвечают не только слоям, промежуточным между артинским и казанским ярусами, но и казанскому ярусу и даже, возможно, еще более высоким слоям пермской системы.

В Восточной Гренландии на юге известны лишь континентальные отложения карбона — песчаники, конгломераты, сланцы, местами известняки и мергели (озерные), частично красноватые, с остатками наземных растений и рыб (в озерных слоях). Эти образования напоминают Древний красный песчаник и не всегда могут быть уверенно от него отделены. Только на севере (Земля Кронпринца Христиана, Земля Пири) известны морские карбонатные образования карбона, сходные с отложениями верхнего карбона — нижней перми Шпицбергена. Значительно шире и на севере и на юге Восточной Гренландии распространены трансгрессивно залегающие слои верхней перми. Они представлены сложно построенной терригенно-карбонатной толщей, до 100—150 м общей мощности, богатой разнообразными органическими остатками.

#### Стефан — пермь южной окраины Северных Атлантид, Североморской параплатформы и Реногерцинского пояса

В вестфале на южной окраине Северных Атлантид возник широкий протяженный дугообразно изогнутый пояс накопления угленосных отложений, формирование которых протекало в паралической обстановке. Этот Угольный пояс включал участки различных структурно-геологических единиц: Вестфальскую и отчасти Реногерцинскую зоны Реногерцинского пояса, юго-западную часть Каледонского пояса, значительную часть Североморской параплатформы, а также южную часть Датско-Польской плиты. Его западное окончание скрыто под водами Атлантического океана, а юго-восточное — под альпийскими покровами Карпат. Его ширина достигала 300—400 км, а протяженность превышала 2500 км. К концу вестфала область Угольного пояса представляла, по-видимому, низменную заболоченную аллювиальную равнину, подобную современной низменности р. Амазонки. В западной расширенной части этой аллювиальной равнины находились отдельные возвышенные массивы — Уэльско-Брабантский, Южно-Шотландский и др., — и, возможно, что еще западнее, уже в пределах современной акватории Атлан-



тического океана, равнина замыкалась горами, в области которых могли находиться верховья протекавших по ней рек. В море эта равнина открывалась, по-видимому, на юго-востоке, в области современных Карпат.

В конце вестфала южная — вестфальская — окраина Угольного пояса была охвачена складчатостью (астурийской) и воздыманием и причленилась к уже ранее сформировавшимся горно-складчатым сооружениям основной части Реногерцинского пояса. Одновременно или несколько позже (в стефане?) слабой деформацией и общим воздыма-



Рис. 46. Среднеевропейская впадина эпохи саксона.

Обрамление впадины: 1 — Балтийский щит; 2 — Русская плита; 3—4 — складчатые сооружения: 3 — каледонские, 4 — герцинские; 5 — постгеосинклинальный чехол каледонид, сложенный девоном и нижним карбоном; 6—8 — прогибы, выполненные средне-верхнекаменноугольными отложениями: 6 — герцинские краевые прогибы, 7 — угленосные прогибы восточной Англии, 8 — Верхнесилезская впадина. Среднеевропейская впадина: 9—12 — фации нижнепермских отложений (Мертвого красного лежа): 9 — преимущественно конгломератовая, 10 — преимущественно песчаниковая, 11 — песчано-алевролитово-глинистая, 12 — сульфатно-соленосно-глинистая, 13 — месторождения (а) и отдельные скважины (б), в которых получены притоки нефти и газа; 14 — границы распространения: а — верхней перми, б — нижней перми; 15 — конседиментационные поднятия в пределах впадины

нием была охвачена область Каледонской и других впадин Каледонского пояса.

В стефане общие черты палеогеографии рассматриваемой области, установившиеся к концу вестфала, по-видимому, сохранились, но площадь накопления стефанских отложений сильно сократилась. Стефан везде представлен здесь континентальными (озерными, речными) песчано-глинистыми безугольными или слабоугленосными толщами, пестро- или красноватой окраски. Эта последняя черта стефанских отложений свидетельствует, по-видимому, о наступившей в стефанское время аридизации климата Северной Европы.

В стефанское время не только сократилась площадь осадконакопления, но и заметно уменьшилась его интенсивность, в связи с чем мощность стефанских отложений обычно невелика.

С начала пермского времени площадь осадконакопления на рассматриваемой территории снова расширяется, а его интенсивность возрастает. Но единая в вестфале обширная область осадконакопления распадается на несколько обособленных, возможно сообщавшихся между собой, впадин. Наиболее крупная из них — Среднеевропейская — наследовала центральную часть вестфальского Угольного пояса и по своим очертаниям и размерам приближалась к последнему. Западнее, на месте западной окраины Угольного пояса, возникла небольшая Среднеанглийская впадина, отделявшаяся от Среднеевропейской Пеннин-



оружением основной части Герцинского пояса. Одновременно или несколько позже (в стефане?) слабой деформацией и общим воздыма-

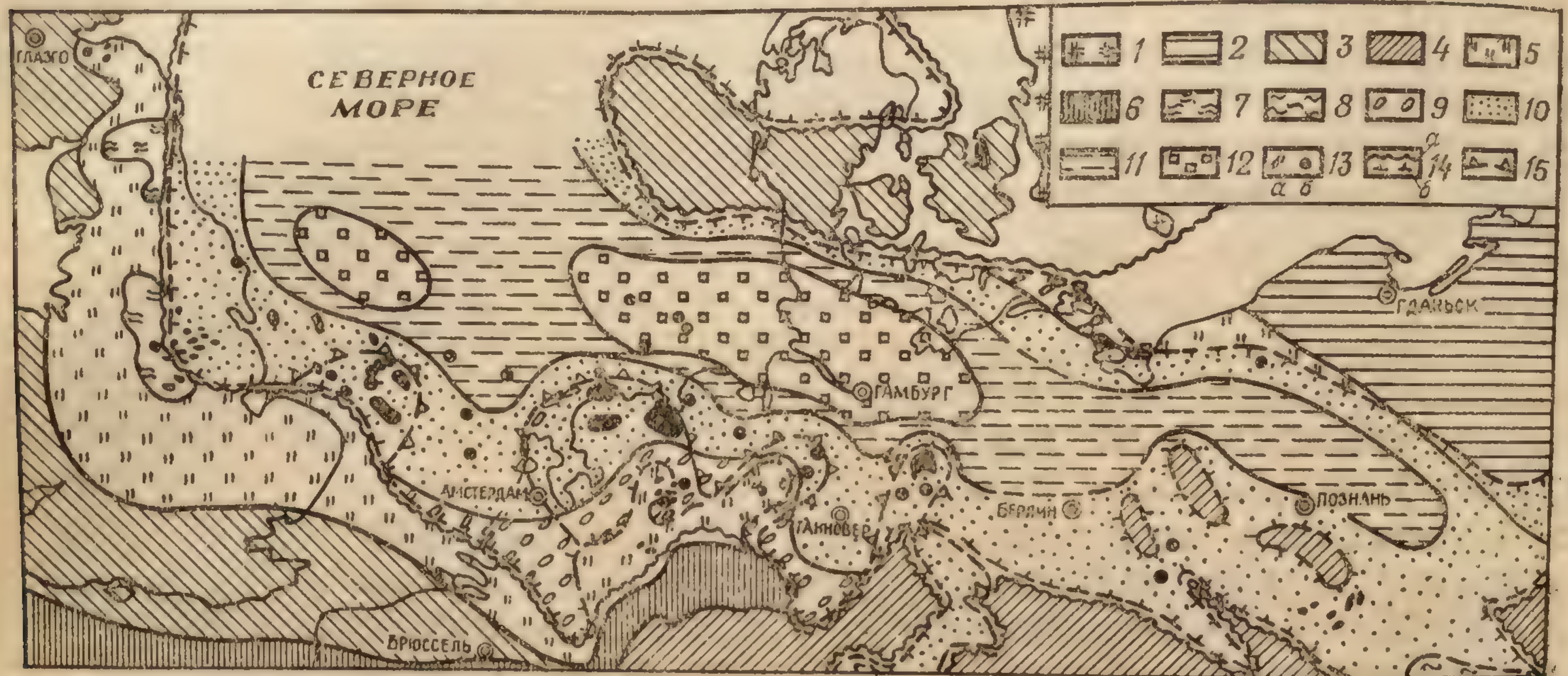


Рис. 46. Среднеевропейская впадина эпохи саксона.

Обрамление впадины: 1 — Балтийский щит; 2 — Русская плита; 3—4 — складчатые сооружения: 3 — каледонские, 4 — герцинские; 5 — постгеосинклинальный чехол каледонид, сложенный девоном и нижним карбоном; 6—8 — прогибы, выполненные средне-верхнекаменноугольными отложениями: 6 — герцинские краевые прогибы, 7 — угленосные прогибы восточной Англии, 8 — Верхнесилезская впадина. Среднеевропейская впадина: 9—12 — фации нижнепермских отложений (Мертвого красного лежня): 9 — преимущественно конгломератовая, 10 — преимущественно песчаниковая, 11 — песчано-алевролитово-глинистая, 12 — сульфатно-соленосно-глинистая, 13 — месторождения (а) и отдельные скважины (б), в которых получены притоки нефти и газа; 14 — границы распространения: а — верхней перми, б — нижней перми; 15 — конседиментационные поднятия в пределах впадины

нием была охвачена область Каледонской и других впадин Каледонского пояса.

В стефане общие черты палеогеографии рассматриваемой области



ским «порогом». В северной части Северного моря существовала, возможно, еще одна впадина, связанная с возникшим в раннепермское время грабеном Осло. Она должна была отделяться от Среднеевропейской впадины широтно вытянутым прерывистым (?) порогом, который трассируется через среднюю часть Северного моря.

В Среднеевропейской впадине (рис. 46) в ранней перми образовалась толща красноцветных пород — песчаников, песчано-глинистых сланцев, алевролитов, а в центральной части впадины также ангидрита, гипса и соли, до 1500 м общей мощности. Первоначально эта красноцветная толща была выделена и изучена по южному краю средней части впадины, где в окрестностях гор Гарца в Саксонии уже с середины XVIII в. она стала известна под названием Мертвого красного лежа, или просто Красного лежа (нем. Rotliegendes). В последние годы на ряде участков Среднеевропейской впадины в толще слоев Красного лежа были выявлены крупные скопления газа и нефти, что способствовало ее быстрому изучению.

Среднеевропейская впадина, как и другие раннепермские впадины, была, по-видимому, бессточной. Но временами мелководным проливом она соединялась, вероятно, с впадиной северной части Северного моря и через нее — с морским бассейном арктической окраины Атлантид, из которого в нее периодически могли проникать соленые морские воды. Дно этого предполагаемого пролива, как и самой впадины, должно было располагаться при этом несколько ниже уровня моря. Бессточный характер впадины, возможно лишь с односторонним притоком морских вод, наряду с красноцветным характером осадков, в составе которых важную роль играют галогенные образования, говорит о засушливом климате области впадины.

Свои характерные черты обширной замкнутой котловины, расположенной в области аридного климата, Среднеевропейская впадина приобрела лишь во второй половине ранней перми — в саксоне. Переход от условий влажного климата конца карбона с обильным угленосным накоплением к аридному климату саксона с соленакоплением произошел не столь уж резко. Уже осадки стефана приобретают, как мы видели, черты красноцветности, а в первой половине ранней перми, в отене, болотные условия местами еще сохранялись и лишь в саксоне аридные условия получили в рассматриваемой области общее распространение.

Распределение различных типов осадков саксона в Среднеевропейской впадине было асимметричным. Принос обломочного материала шел в нее в основном с юга, со стороны горно-складчатых сооружений Реногерцинского пояса, и отчасти с запада, со стороны Пеннинского «порога». Соответственно по южной и западной периферии впадины шло накопление аллювиальных и пролювиальных относительно грубозернистых и в то же время сравнительно маломощных (до 250—500 м) песчаных осадков, которые, перевеяясь ветром, давали начало широко распространенным здесь эоловым отложениям. В направлении центральных и северных районов впадины эти аллювиально-пролювиальные и эоловые накопления сменяются более тонкозернистыми и одновременно более мощными песчано-глинистыми осадками — отложениями краевых частей конусов выноса, периодически возникавших и пересыхавших обширных, но мелких водоемов и, наконец, длительно существовавших озерных бассейнов, в которых формировались слои гипса, ангидрита и каменной соли.

В Среднеевропейской впадине выявлены две области интенсивного нижнепермского соленакопления. Одна из них, протяженностью до



500 км и шириной до 200 км, в которой накопилось свыше 1000 м галогенных отложений (см. рис. 46), расположена в юго-восточной части Северного моря, протягиваясь на восток почти до района Берлина. Вторая, значительно меньших размеров, находилась в западной части Северного моря вблизи восточного побережья Англии.

На рубеже ранней и поздней перми в области Среднеевропейской впадины сложилась весьма своеобразная обстановка осадконакопления. В это время почти на всем протяжении южной и западной (Англия) окраин впадины сформировался тонкий, обычно не более 1 м мощности, пласт черного битуминозного сланца с обильными остатками пресноводных рыб и наземных растений. В окрестностях Гарца и в некоторых других районах этот пласт включает сингенетические руды меди (до 30%) и в виде примесей — соединения свинца, цинка, урана и других металлов. Рудоносность данного слоя выявлена очень давно, в связи с чем он известен в геологической литературе под названием Медистого сланца.

Медистый сланец является осадком протяженного (от Англии до Польши), но неширокого (?) и, вероятно, очень мелкого плоскодонного озера (или системы озер), вытянутого вдоль юго-западного края Среднеевропейской впадины, на всей площади которого условия осадконакопления были удивительно однообразными. Это была огромная «лужа», принос обломочного материала в которую был очень слабым и в придонной области которой в результате заморов создавалась гнилостная среда, не благоприятная для жизни донных организмов.

В основании Медистого сланца присутствует обычно маломощный (несколько метров) слой мелкогалечного конгломерата, залегающий трансгрессивно с размывом и начинающий новый для рассматриваемой области — верхнепермский — цикл осадконакопления. После образования Медистого сланца Арктическое море уже широким фронтом проникает в область Среднеевропейской впадины. Медистый сланец сменяется вверх по разрезу известково-доломитовой галогенной толщей морского и лагунно-морского происхождения, известной под названием Цехштейна. Названия «Мертвый красный лежень», «Медистый сланец», «Цехштейн» проникли в геологическую литературу из лексикона немецких рудокопов. Мертвый красный лежень — безрудная, пустая порода («мертвая»), лежащая в основании рудоносного Медистого сланца. Цехштейн (нем. Zech — рудник, Stein — камень) — рудничный камень, в котором пробивались шахты для добычи медной руды. Но в широком смысле Цехштейном называют совокупность всех слоев среднеевропейской верхней перми: базального конгломерата, Медистого сланца и Цехштейна собственно.

Цехштейновый бассейн по сравнению со Среднеевропейской впадиной ранней перми был более обширным. На севере он простирался до южной окраины Балтийского щита и заполнял всю область современного Северного моря, через которое сообщался с морем Арктического бассейна. На юге, на участке между Рейнско-Арденнским и Богемским массивами, Цехштейновое море широким заливом вдавалось в область Центральных Атлантид, а на северо-востоке распространялось на прибалтийские области СССР и протягивалось, возможно, еще дальше к востоку, до восточных районов Русской плиты. Толща слоев Цехштейна (s. str.), достигающая 500—1000 м общей мощности, складывается различными карбонатными породами — известняками, доломитами, мергелями и местами галогенными образованиями — гипсом, ангидритом, каменной солью, калийными солями. В нижней части Цехштейна преобладают морские образования с многочисленными, но однотипными



по видовому составу ископаемыми — плеченогими, двустворками, брюхоногими, мшанками, — остатки которых слагают местами у южного и западного краев Цехштейнового бассейна небольшие рифы. В верхней части Цехштейна широко распространены галогенные образования. Основная область их распространения совпадает отчасти с областью соленакопления нижней перми, но значительно расширяется в восточном и южном направлениях. В последующее время соленосные толщи Цехштейна дали начало образованию многочисленных соляных куполов, распространенных на территории Северо-Германской низменности и в пределах акватории южной части Северного моря (рис. 47).



Рис. 47. Геологический профиль через Северо-Германский бассейн. По Nedemann, 1972:  
1 — стефан, 2 — пермь (соль)

Накопление галогенных образований отвечает стадии «умирания» Цехштейнового моря, которое утратило к этому времени свободную связь с Арктическим бассейном и превратилось в почти замкнутую постепенно усыхающую «лагуну», подобную «лагуне» эпохи Красного лежня. «Умиранием» Цехштейнового моря, протекавшим, по-видимому, в обстановке крайней вялости денудационных процессов в области его обрамления, палеозойский мегаэтап геологического развития Средней Европы заканчивается.

#### Силезий — пермь Центральных и Южных Атлантис

В отличие от Северных Атлантис в области Центральных Атлантис переход от среднепалеозойского (герцинского) этапа к позднепалеозойскому (постгерцинскому, постгеосинклинальному) этапу развития был более резким. Он был отмечен возникновением в середине карбона устойчивой тенденции к воздыманию и соответственно сменой морских условий осадконакопления континентальными, четко проявившимися в позднепалеозойском развитии Франко-Богемского геоблока. На территории Астурийско-Сардинского и Иберийского геоблоков Южных Атлантис в ряде мелких остаточных бассейнов процесс отмирания геосинклинального режима затянулся, как мы видели, до конца вестфала, в Астурии даже до стефана. В дальнейшем здесь наступило общее воздымание и практически полное прекращение, в пределах доступной наблюдению части данных геоблоков, не только морского, но и континентального осадконакопления. В связи с этим позднепалеозойской истории Южных Атлантис мы больше касаться не будем.

Геосинклинальное развитие прогибов Франко-Богемского геоблока завершилось на рубеже динанта и намюра судетской складчатостью.







С этого времени его территория начинает воздыматься и возникшие в его пределах горно-складчатые сооружения размываются. Вначале продукты размыва выносились за пределы геоблока, но вскоре и в его пределах возникли отдельные внутренние впадины, в которых началось накопление речных, озерных и других континентальных образований. Первые из этих впадин возникли в середине намюра в области северо-западной (Рудногорская впадина) и северо-восточной (Судетская впадина) окраин Богемского массива, частично на месте более древних кульмских депрессий. Несколько позже, в начале вестфала, на месте Среднегерманского порога заложилась узкая, но протяженная грабенообразная впадина Саар — Заале. Еще позже, в стефане и отене, возникло большое количество мелких впадин в области Центрального Французского и Армориканского массивов. В это же время ряд мелких впадин образуется в области древнего ядра Богемского массива. В саксоне, наконец, число впадин еще больше увеличилось, а ранее образовавшиеся впадины расширились. В результате значительная часть территории Франко-Богемского геоблока оказалась в саксоне областью осадконакопления, разделенной узкими «порогами» на многочисленные изолированные большие и малые бассейны — впадины.

Отложения намюра и вестфала Судетской и Рудногорской впадин и вестфала впадины Саар — Заале представлены мощными (до 3000—4000 м) толщами сероцветных угленосных отложений — песчаников, сланцев, алевролитов с прослоями и линзами конгломератов и прослоями угля речного, пролювиального и озерно-болотного происхождения. Морские прослои в этих лимнических угленосных толщах отсутствуют. Отложения стефана распространены уже значительно шире, но имеют тот же характер. Однако прослои угля становятся более редкими, и появляются отдельные горизонты красноцветных пород.

В эпоху намюра и вестфала, частично, вероятно, и в стефане, область Франко-Богемского геоблока представляла возвышенную сушу, получавшую достаточное для существования нормального речного стока количество осадков. Одним из каналов этого стока была, возможно, узкая протяженная впадина Саар — Заале, открывавшаяся в бассейн Среднеевропейской впадины. Изменение обстановки осадконакопления, наметившееся в стефане, получает свое дальнейшее развитие в пермское время. Уже отен (Нижний красный лежень) представлен во впадинах рассматриваемой области красными песчаниками и сланцами лишь с отдельными горизонтами сероцветных пород и тонкими прослоями угля. Для отена характерно также присутствие в ряде районов, в частности в Отенской впадине на севере Центрального Французского массива, наряду с прослоями угля пачек глинистых битуминозных горючих сланцев озерного происхождения, содержащих остатки рыб. Переходный характер слоев отена, сочетающий черты угленосных слоев и Красного лежня, дал основание называть их Угленосным красным лежнем.

Во второй половине ранней перми, в саксоне, площадь осадконакопления в области Франко-Богемского геоблока достигает максимальных размеров. Отложения саксона — это типичный Красный лежень — толща, до 1000—1500 м мощности, очень бедных органическими остатками красноцветных конгломератов, песчаников, сланцев пролювиально-аллювиального, отчасти озерного происхождения. В некоторых глинистых толщах, образовавшихся в мелких пересыхающих озерах, встречаются включения гипса. Система впадин эпохи саксона представляла, вероятно, бессточную область, подобную современной области Большого бассейна, расположенного внутри Кордильерского горного пояса.



Лишь некоторые из этих впадин, приуроченные к северной окраине геоблока, сохраняли, возможно, связь со Среднеевропейским бассейном и питали его своими скудными водами.

В поздней перми осадконакопление в пределах Франко-Богемского геоблока почти полностью прекращается. Оно сохраняется местами лишь по северной периферии восточной части геоблока, куда с севера проникали заливы Среднеевропейского Цехштейнового моря. В этих заливах формировались осадки того же типа, что и в Среднеевропейском бассейне, — терригенные в начале эпохи Цехштейна (базальный конгломерат, Медистый сланец) и карбонатно-галогеенные на протяжении основной части верхней перми. По-видимому, к эпохе Цехштейна, и особенно во второй ее половине, поверхность Франко-Богемского геоблока была выровнена и интенсивность денудационных процессов в его пределах была сильно ослаблена. Последнему способствовала, вероятно, крайняя аридизация климата, охватившая в позднепермское время область Средней Европы.

Верхнекаменноугольно-пермские отложения, выполняющие впадины Франко-Богемского геоблока и по составу, и по последовательности отложений различного типа обнаруживают полное сходство с одновозрастными слоями Среднеевропейского бассейна. Очевидно, что и условия осадконакопления, и смена этих условий во времени, климатических в частности, имели в данном случае близкий характер.

В начале пермского периода общность развития рассматриваемых регионов проявлялась также в однотипной вулканической деятельности. Вулканические образования (лавы, силлы, дайки) среднего, кислого, реже основного состава широко распространены в восточной части Среднеевропейского бассейна и в ряде районов Франко-Богемского геоблока. Местами вулканы слагают обширные (до 1000—2000 км<sup>2</sup>) поля, где их мощность может превышать 1000 м. Местами они вытянуты полосами вдоль разломов, пересекающих область Среднеевропейского бассейна и ограничивающих впадины Франко-Богемского геоблока. Начавшись в стефане, магматическая деятельность, о которой идет речь, достигает максимального развития в отене и в начале саксона и затухает.

Совершенно по-иному по сравнению с общей линией позднепалеозойского развития Франко-Богемского геоблока шло развитие его юго-восточной окраины, занятой Верхнесилезским каменноугольным бассейном, которое сходно в отдельных чертах с развитием Вестфальского бассейна, которое сходно в отдельных чертах с развитием Вестфальского краевого прогиба Реногерцинского пояса. В структурном отношении Верхнесилезский бассейн является северной частью крупной плоской мульды, воздымающейся и замыкающейся на севере и погружающейся к югу, где она скрывается под надвинутыми на нее альпийскими покровами Карпат (см. рис. 19).

Возникший на месте Предсудетской кульмской впадины Верхнесилезский бассейн продолжает и завершает развитие последней. Слои диананта (Кульма) вверх по разрезу сменяются здесь мощной (до 7000 м) угленосной толщей намюра и вестфала. В намюре осадконакопление протекало в паралической обстановке — в приморской низменности, периодически затоплявшейся морем, наступавшим, по-видимому, с юга, периодически затоплявшейся морем, наступавшим, по-видимому, с юга, со стороны современного Альпийского пояса. В вестфале паралическая обстановка сменяется лимнической. Но и в это время на территорию бассейна проникали иногда морские организмы, на что указывает присутствие в слоях вестфала раковин беззамковых плеченогих (*Lingula*, *Discina*). На рубеже вестфала и стефана угленосные и более древние слои бассейна подверглись складчатости (астурийской), которая про-



явилась здесь, однако, в очень слабой форме и привела лишь к незначительной деформации слоев.

На размытой поверхности смятых в складки слоев намюра и вестфала налегает местами толща континентальных красноцветных песчаников и аркозов с прослоями красных глин, до 100—150 м мощности, с окаменелыми стволами хвойных деревьев (*Araucarites*) стефанского возраста.

Слабая деформация каменноугольных отложений Верхнесилезского бассейна указывает на существование под ним жесткого основания, которым является, по мнению ряда геологов, древний Вислянский массив. На глубине, под покровом Кульма Предсудетской впадины, этот массив протягивается, вероятно, далеко к северо-западу вдоль правобережья р. Одера. На герцинском этапе Вислянский массив мог играть роль, аналогичную роли Среднегерманского порога, который, являясь краевым поднятием Франко-Богемского геоблока, ограничивал с юга в девоне и динанте прогибы Реногерцинского пояса, а затем был сам погребен под толщами угленосных отложений впадины Саар — Заале.

#### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ АТЛАНТИД

В девоне структурно-палеогеографическая обстановка в области Атлантид была четко дифференцирована, в связи с чем характер девонских отложений может служить диагностическим признаком различных структурно-геологических единиц Атлантид (рис. 48). Прежде всего бросается в глаза резкий контраст между континентальными красноцветными толщами Древнего красного песчаника Северных и Арктических Атлантид, закончивших к началу девона свое геосинклинальное развитие, и морскими сероцветными образованиями остальной части области Атлантид, не затронутой или слабо затронутой каледонской складчатостью. Но и эта последняя часть области Атлантид по характеру девонских отложений распадается, в свою очередь, на ряд «провинций», отвечающих определенным структурно-геологическим единицам. Наиболее четко обособляются «провинция» Реногерцинского пояса и «провинция» областей акадской складчатости.

Девонские отложения Реногерцинского пояса, окаймляющего с юга область Северных Атлантид, выделяются полнотой разреза, значительной мощностью нижнедевонской части разреза, ее терригенным, частично грубообломочным составом, асимметричностью строения разреза, определяющейся односторонним, северным источником обломочного материала. По времени своего заложения, совпадающему с эпохой складчатости и общего воздымания области Северных Атлантид и возникновения в ее пределах внутренних впадин (Каледонской и др.); по источнику обломочного материала, которым являлись возвышенные (горные?) участки той же области; отчасти и по составу обломочного материала (Ирландия, Девоншир, Динантский синклинорий Арденн) Реногерцинский пояс, особенно в своей западной половине, отвечает представлению о краевом прогибе Северных Атлантид. От «обычных» краевых прогибов Реногерцинский пояс отличается лишь большей сложностью строения и большей длительностью периода развития. По характеру последнего на герцинском (в девоне — раннем карбоне) и позднепалеозойском этапах Реногерцинский пояс близок к Каледонской впадине, от которой он отличается лишь интенсивным проявлени-



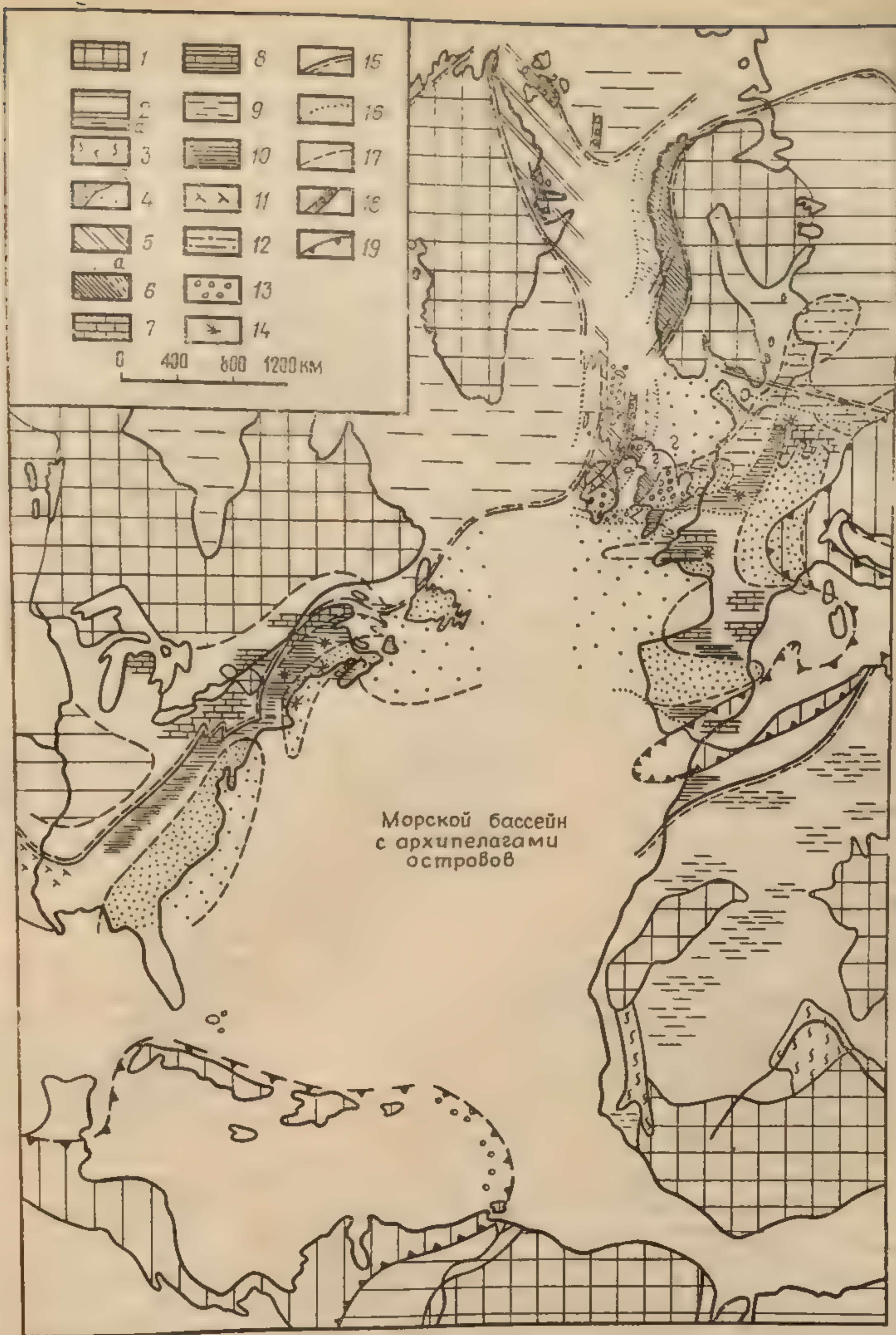


Рис. 48. Схема распространения основных типов осадков нижнего девона в области Атлантид и примыкающих к ней участков платформ.

1—6 — области денудации: 1—3 — в пределах платформ: 1 — щитов, 2 — плит (а — акваторий), 3 — Мавританид и Гурмы; 4—6 — в пределах области Атлантид: 4 — Аппалачского и Центральноатлантического пояса, 5 — салаирид, 6 — поздних каледонид (а — в пределах акваторий). 7—14 — типы осадков: 7—11 — морские: 7 — карбонатные, 8 — терригенно-карбонатные, 9 — терригенные на платформах, 10 — терригенные в области Атлантид, 11 — кремнистые; 12 — прибрежно-морские и лагунно-континентальные, преимущественно красноцветные; 13 континентальные (Древний красный песчаник); 14 — проявления вулканизма. 15—19 — прочие обозначения: 15 — границы платформ; 16 — границы структурно-геологических единиц; 17 — границы палеогеографические; 18 — грабены Древнего красного песчаника; 19 — область альпийской складчатости (показаны вертикальной штриховкой)



ем герцинской складчатости. С Центральными Атлантидами, с которыми Реногерцинский пояс всегда традиционно связывается, его объединяет лишь время завершающей герцинской складчатости.

В областях акадской складчатости — в Северных Аппалачах, с одной стороны, и в пределах Иберийского геоблока, с другой, — осадконакопление первой половины девона было преемственно связано с силурийским и имело тот же характер. В середине девона, в связи с акадской складчатостью, оно приостановилось. Местами (северная часть Иберийского геоблока) этот перерыв был длительным и продолжался до конца палеозоя. Местами же (Северные Аппалачи, южная часть Иберийского геоблока) в позднем девоне прогибание и осадконакопление возобновились, но в иной форме. Территория Северных Аппалачей и Ньюфаундленда, где преимущественно континентальные красноцветные верхнедевонские и более молодые слои палеозоя заполнили впадину залива Св. Лаврентия и в позднем девоне распространились также на северо-восточную часть Южных Аппалачей и прилегающие участки Северо-Американской платформы, причленилась с этого времени к северному «Красному континенту». В южной части Иберийского геоблока в позднем девоне имели место морская трансгрессия и накопление мало-мощной серии морских осадков, сходных по составу с нижнедевонскими. Эта морская трансгрессия совпала по времени с трансгрессией конца среднего — начала позднего девона в области Центрального Французского массива и южной части Армориканского массива.

Следует напомнить, наконец, о формировании в девоне и в начале карбона в ряде районов Восточных и Западных Атлантид лептогеосинклинальных и близких к ним кремнисто-глинисто-карбонатных образований, среди которых особый интерес представляют слои новакулита области Уачиты и Маратона и слои лептогеосинклинального Кульма Реногерцинского пояса и Центральных и Южных Атлантид.

В раннем карбоне (рис. 49) южная часть девонского «Красного материка» претерпела инверсию палеогеографического режима и превратилась в область морского, частично прибрежно-морского параличского осадконакопления, которая на востоке свободно сообщалась с морем Восточно-Европейской платформы, а на западе заливообразно протягивалась до северо-восточного края Северных Аппалачей (впадина залива Св. Лаврентия). На юге область, о которой идет речь, ограничивалась в основном возвышенной территорией Центральных Атлантид, в пределах которой шло накопление частично морских, частично континентальных отложений кульмского типа. Слои нижнего карбона Южных Аппалачей *s. str.* формировались, по-видимому, в бассейне, который был изолирован от других бассейнов Атлантид, но свободно соединялся с раннекаменноугольным морем Северо-Американской платформы.

Особый тип отложений карбона, для которого характерно развитие в нижнем карбоне угленосных и красноцветных, а в верхнем карбоне и перми — карбонатных и карбонатно-галогенных образований, распространен в области арктической окраины Атлантид (Шпицберген, о. Медвежий, северо-восточная Гренландия).

Дальнейшее, позднепалеозойское, развитие Атлантид шло, как мы видели, в направлении все большего расширения областей воздымания и денудации, смены морского и параличского режима осадконакопления континентальным и одновременно смены сероцветных угленосных осадков красноцветными и галогенными, обусловленной изменением климатической обстановки в сторону все большей ее аридизации. Наиболее устойчивой областью погружения и осадконакопления на терри-

Рис. 49  
1-9 —  
4 — в  
ласть А  
10-16 —  
но-карб  
17-21 —  
единиц



тории Атлантид оставались в позднем палеозое область Североморского геоблока и прилегающие к нему участки Каледонского и Реногерцинского поясов, где возник обширный внутриконтинентальный Среднеевропейский бассейн, имевший в ранней перми связь с Арктическим бас-

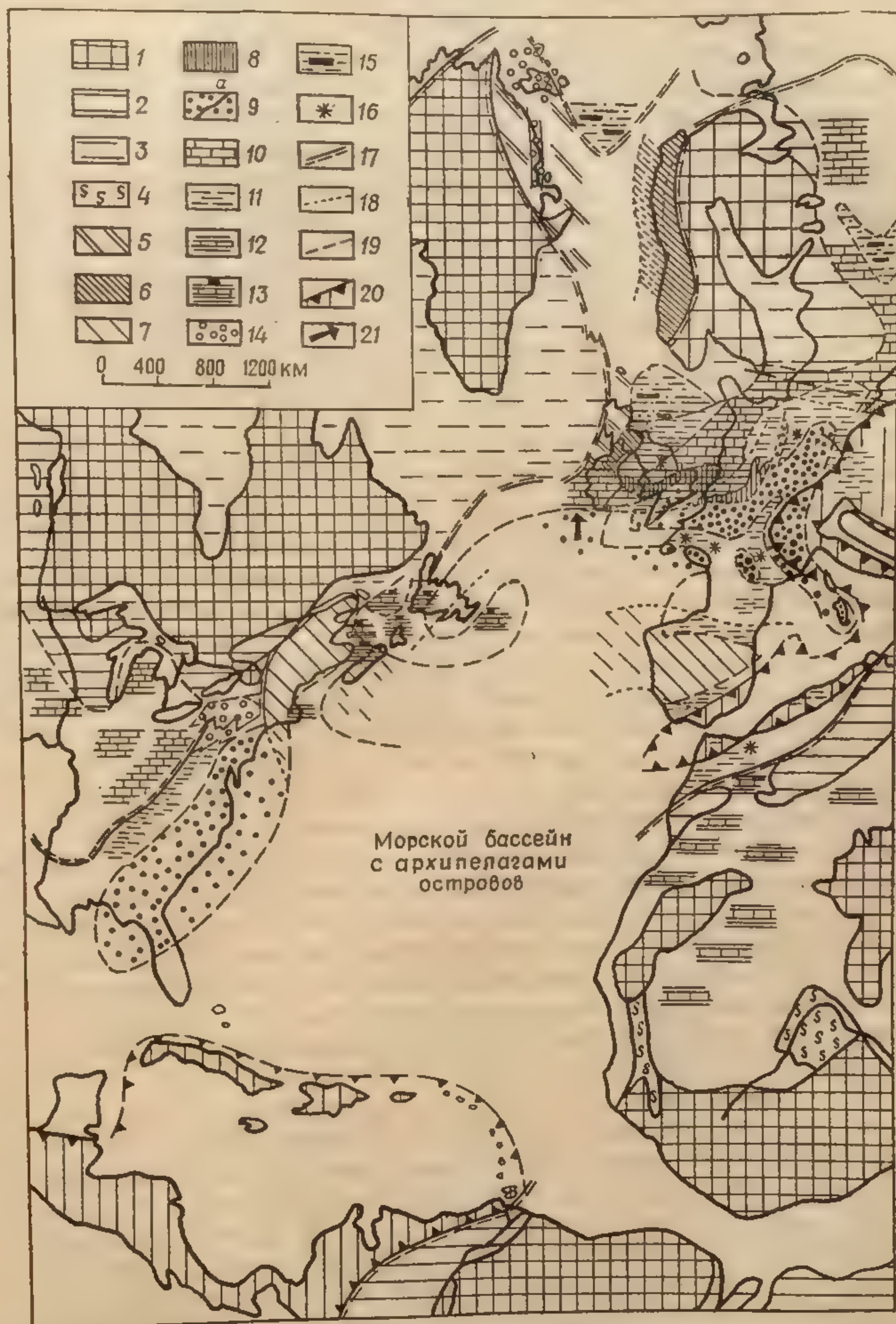


Рис. 49. Схема распространения основных типов осадков нижнего карбона в области Атлантид и прилегающих к ней участков платформ.

Атлантид и прилегающих к ней участков платформ: 1 — щитов, 2 — плит, 3 — акваторий, 4 — внутриплатформенных областей позднепротерозойской складчатости; 5—9 — в пределах области Атлантид: 5 — салаирид, 6 — поздних каледонид, 7 — акадид, 8 — Реногерцинского пояса, 9 — Центральных и Южных Атлантид (а — в пределах акваторий). 10—16 — типы осадков: 10—13 — морские: 10 — карбонатные, 11 — терригенные, 12 — терригенно-карбонатные, 13 — терригенно-карбонатно-галогеенные; 14—15 — континентальные: 14 — терригенные, 15 — терригенные угленосные; 16 — проявления вулканизма. 17—21 — прочие обозначения: 17 — границы платформ, 18 — границы структурно-геологических единиц, 19 — границы распространения осадков различного типа, 20 — область альпийской складчатости, 21 — направление сноса обломочного материала



сейном, а в поздней перми полностью покрытый водами Цехштейнового моря.

В течение позднего протерозоя и палеозоя в области Атлантид, то на одном ее участке, то на другом, проявлялись черты орогенного режима осадконакопления и тектонических движений, свойственного обычно начальной стадии квазиплатформенного этапа развития складчатых областей (см.: Леонов, с. 313). В позднепротерозойско-палеозойской истории Атлантид орогенные черты получили наиболее типичное выражение в развитии Арктических и Северных Атлантид в раннем-среднем девоне. В эту эпоху на фоне общего воздымания и одновременного раздробления «Красного материка» образовался, как мы видели, ряд ограниченных разломами внутриконтинентальных впадин, которые начали погружаться и заполняться толщами континентальных красноцветных грубообломочных пород, источником материала которых служили разделявшие впадины воздымавшиеся участки (блоки) «Красного материка». Во многих впадинах их погружение сопровождалось излияниями лав основного и кислого состава и внедрением пластовых интрузий.

В последующие эпохи палеозоя — в позднем девоне, карбоне, перми — отдельные черты орогенного режима в области Северных Атлантид продолжали проявляться. Это дает основание некоторым авторам всю вторую половину палеозоя (от девона до ранней перми) рассматривать как период ее (области Северных Атлантид) орогенного развития. Распространение понятия «орогенный режим» на все позднепалеозойское развитие Северных Атлантид, включая эпоху раннего карбона, для которой было характерно накопление морских карбонатных осадков, указывающих на выровненный рельеф прилегающей суши («Красного материка»), лишает данное понятие определенного структурно-орографического содержания и делает его в значительной мере условным и субъективным. Во вторую половину палеозоя, помимо раннего девона, орогенный режим отчетливо проявлялся лишь в области Реногерцинского пояса и Центральных Атлантид в позднекаменноугольно-раннепермскую стадию ее развития. Из более ранних указаний на проявления орогенного режима заслуживают внимания мощные толщи континентальных (?), частично красноцветных пород позднего протерозоя, таких, как Торридон Гебридского выступа, Лонгмайндий Шропшира, группы Кабот и Консепшен Авалонского полуострова. По всей видимости, их накопление было результатом позднепротерозойской складчатости, близкой по времени проявления к ангарской складчатости Енисейского края (800—850 млн. лет назад), и последующего общего воздымания и денудации соответствующих горно-складчатых сооружений.

Указания на проявления орогенного режима имеются, однако, и в геосинклинальных комплексах, формирование которых протекало, по-видимому, в ряде случаев в обстановке сильно расчлененного рельефа, приближавшегося к таковому некоторых «типичных» орогенных впадин, например девонско-каменноугольной Каледонской впадины Шотландии и Ирландии. Специфика геосинклинальной орогенной обстановки заключается обычно лишь в более низком положении поверхности осадконакопления, постоянно располагающейся ниже уровня моря. К числу геосинклинальных орогенных образований следует отнести, вероятно, толщи ордовика и силура прогиба Южного Мейо и западной Ирландии, нижний девон западной части Реногерцинского пояса (что соответствует представлению о нем как о краевом прогибе), ордовик и силур Уэльса, ордовик и силур Северных Аппалачей, кульмские, а местами и верхнедевонские образования некоторых районов Франко-Бо-



гемского геоблока (Вогез, Армориканского массива) и многие другие геосинклинальные образования, считающиеся в ряде случаев не просто геосинклинальными, но даже типично геосинклинальными (эвгеосинклинальными).

Таким образом, если в содержании понятия «орогенный режим» основное определяющее значение придавать структурной и орографической расчлененности области осадконакопления, а не климату, например, определяющему «сероцветность» или «красноцветность» соответствующих отложений, либо положению поверхности осадконакопления ниже или выше уровня моря, данное понятие оказывается достаточно широким и может охватывать как континентальные, так и морские обстановки осадконакопления. Если, далее, то же понятие не связывать с определенной «орогенной эпохой», т. е. не рассматривать, например, все обстановки осадконакопления раннего девона как орогенные, считая ранний девон орогенной эпохой в жизни Земли, то понятие «орогенный режим» не может, очевидно, противопоставляться ни квазиплатформенному, ни геосинклинальному, ни платформенному режимам. Это азональный режим, который может проявляться в те или другие эпохи и в тех или других регионах в пределах любой категории основных элементов материковой части земной коры на общем фоне как квазиплатформенного развития (наиболее обычного), так и развития геосинклинального и платформенного.



## ГЛАВА V. СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ ЗАПАДНОЕ, СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ И ПАРАПЛАТФОРМЕННОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО МАТЕРИКА

Северо-Американский материк вместе с Гренландией образует целостный и хорошо сохранившийся структурный ансамбль. Центральное место в этом ансамбле занимает Северо-Американская платформа, которая почти по всей своей периферии окаймлена складчатыми системами, возникшими на месте геосинклинальных прогибов. В палеозое область платформы в значительной своей части была погружена под уровень моря или немного над ним возвышалась. В связи с этим денудация в ее пределах была ослаблена, обломочного материала в платформенные бассейны с внутripлатформенных поднятий почти не поступало, и в этих бассейнах шло в основном накопление карбонатных, нередко также галогенных осадков. Подобные же, преимущественно карбонатные, осадки формировались обычно и у внутренних (приплатформенных) краев окаймляющих платформу геосинклинальных прогибов. Но к внешнему краю последних карбонатные осадки, как правило, замещаются более мощными и все более грубыми терригенными отложениями, источником обломочного материала которых должны были служить, очевидно, достаточно обширные и возвышенные участки суши, расположенные вдоль окраин Северо-Американского материка и в пределах прилегающих акваторий современных океанов.

Эта закономерность палеозойского осадконакопления привела к определенной схеме строения и палеозойского развития Северо-Американского материка (Шухерт, 1923), согласно которой в его пределах выделялись: 1) Центральная нейтральная область (платформа); 2) кольцо окаймляющих нейтральную область геосинклиналей и их заливообразных ответвлений (Embayments); 3) внешнее кольцо бордерлендов — областей краевой возвышенной суши, служившей источником обломочного материала для геосинклиналей, — ограничивающее геосинклинали со стороны океана. Эта схема быстро получила общее признание. Но в дальнейшем, под влиянием новых идей о строении и развитии геосинклиналей, бордерленды стали рассматриваться как внутренние «эвгеосинклинальные» зоны геосинклинальных областей. Однако исследования последних лет, во многом конечно уточняющие и видоизменяющие первоначальные представления Ч. Шухерта, в целом тем не менее подтверждают его схему.

#### Северо-Американская платформа и Колорадско-Мексиканская параплатформа

Большую северо-восточную часть Северо-Американской платформы образует Канадский (Канадско-Гренландский) щит. Его поверхность, являющаяся одновременно поверхностью фундамента платформы, наиболее приподнята на северо-востоке (Гренландия, Баффинова Земля, Лабрадор), где Канадский щит резко обрывается. К северо-за-



паду, юго-западу и югу поверхность фундамента платформы полого погружается и уходит под слои ее чехла, область развития которых неполным, разорванным на северо-востоке кольцом окружает Канадско-Гренландский щит (рис. 50). Это неполное плитное кольцо может быть разделено на три обособленные и различно развивавшиеся части —



Рис. 50. Структурно-геологическая схема Северной Америки.

1—5 — Северо-Американская платформа: 1 — Канадский (Канадско-Гренландский) щит; 2 — плиты Северо-Американской платформы: I — Арктическая плита, в пределах ее свод Минто (Ia), свод Бутия (Iб), II — плита Великих равнин, в пределах ее свод Пис-Ривер (IIa), бассейн Виллестон (IIб), III — Миссисипская плита: IIIa — Канзасско-Техасский сегмент, IIIб — Мидконтинент (в пределах его бассейны: ИЛ — Иллинойский, М — Мичиганский), IIIв — свод Цинциннати, IIIг — Преаппалачский сегмент (прогиб), IV — Гудзонская плита; 3 — выступы пород фундамента в пределах плит (ОЗ — поднятие Озарк, Л — поднятие Льяно); 4 — ось поднятия Немаха-Льяно; 5 — горстовые и складчатые сооружения системы Вичита.

6 — параплатформы: СА — геоблок северной Аляски, КМ — Колорадско-Мексиканский геоблок, БЗ — геоблок северной Аляски, развивающиеся в пенсильвании и перми: Р — гор. Ричардсона, МГ — северо-восточной Мексики.

7—16 — Кордильерский пояс: 7 — Юконский массив Аляскинского сегмента пояса, 8 — зона Скалистых гор, 9 — зона Оминька, 10 — зона Колумбийского междугорья, 11 — зона Каскадных гор Канадского сегмента, 12 — зона Юрика, 13 — зона Антлер Невадского сегмента, 14 — гранитоидные батолиты (Б — зона Берегового батолита Канадского сегмента, А — батолит Ай-Невады Невадского сегмента), 15 — Инсулярная зона Канадского сегмента (И), Береговые зоны Аляскинского и Невадского сегментов (БЗ), 16 — кайнозойские лавы плато Колумбийского и Снейк-Ривер.

17—18 — Иннуитский пояс: 17 — складчатая область Франклина (складчатые системы: П — Парри, ЮЭ — южного Элсмйра, СЭ — северного Элсмйра, СГ — северной Гренландии), 18 — бассейн Свирдруп; 19 — граница складчатой области Атлантид



плиты: северную — Арктическую, северо-западную — Великих равнин и южную — Миссисипскую. Наиболее обособлена из них Арктическая плита, соединяющаяся лишь узкой перемычкой в районе о. Медвежий с плитой Великих равнин. Плита Великих равнин, совпадающая с северной и центральной частями одноименной географической единицы — плато Великих равнин, отделяется от Миссисипской плиты валообразным поднятием — трансконтинентальным сводом Сиу. Наиболее сложна структура Миссисипской плиты, состоящей из трех сегментов: западного — Канзасско-Техасского, центрального — Мидконтинента и северо-восточного — Преаппалачского (Преаппалачского прогиба). Канзасско-Техасский сегмент отделяется от сегмента Мидконтинента меридиональным валообразным поднятием («погребенным кряжем») Немаха и южнее р. Арканзас продолжающим его сводом Бенд, который кончается на юге поднятием Льяно. В ядре последнего на поверхность выступают породы фундамента платформы. Восточная граница области Мидконтинента проходит по разветвляющемуся в своей северной части своду Цинциннати, отделяющему ее от Преаппалачского прогиба. В середине палеозоя опусканием и осадконакоплением была охвачена также центральная область Канадского щита, основная часть которой покрыта в настоящее время водами Гудзонова залива. Эта внутренняя плитная область известна как впадина (бассейн) Гудзонова залива. Мы будем называть ее Гудзонской плитой.

Особое место занимает юго-западный — Колорадско-Мексиканский — геоблок, включающий Южные Скалистые горы, плато Колорадо и большую часть Мексики. В палеозое это была часть платформы, относительно приподнятая, имевшая характер широкого свода. Но в конце палеозоя и в еще большей степени в конце мезозоя территория Колорадско-Мексиканского геоблока была охвачена геосинклинальной переработкой, завершившейся позднепалеозойской, а затем ларамийской складчатостью. В связи с этим в современной структуре область геоблока целиком или частично рассматривается обычно как зона мезозойской (ларамийской) складчатости, в которой район плато Колорадо играл роль срединного массива.

Колорадско-Мексиканский геоблок имеет, следовательно, параплатформенную структуру. Для Северо-Американской платформы, как и Восточно-Европейской, можно, таким образом, различать ядро платформы (Канадско-Гренландский щит и окаймляющие его плиты — Арктическая, Великих равнин и Миссисипская) и его обрамление, представленное Колорадско-Мексиканской параплатформой.

Помимо названных выше пограничных сводов — Сиу, Немаха — Бенд, Цинциннати — в пределах плит Северо-Американской платформы выделяется еще ряд поднятий — сводов и расположенных между ними изометричных в плане прогибов — бассейнов (по терминологии, принятой в СССР, — синеклиз). Из числа поднятий назовем свод Бутня в восточной части Арктической плиты, свод Пис-Ривер в средней части плиты Великих равнин, куполовидное поднятие Озарк в центре Мидконтинента, в ядре которого выступают на поверхность докембрийские породы фундамента; из прогибов — Виллистонский бассейн в южной части плиты Великих равнин (между сводами Пис-Ривер и Сиу) и выделяющиеся правильной овальной формой Мичиганский и Иллинойский бассейны в области Мидконтинента, первый из которых расположен в северной развилке свода Цинциннати, а второй — между сводом Цинциннати и поднятием Озарк.

На протяжении палеозоя общий структурный план плит Северо-Американской платформы оставался в целом постоянным. Поднятия



всегда играли роль положительных, а бассейны — отрицательных элементов. Бассейны характеризуются полнотой разреза и его значительной мощностью; поднятия — прерывистым разрезом и малой мощностью отложений. Особо выделяется в данном отношении свод Сиу (трансконтинентальный), сыгравший в палеогеографическом развитии платформы существенную роль.

Своеобразным элементом структуры Канзасско-Техасского сегмента Миссисипской плиты является внутриплатформенная складчатая система Вичита, пересекающая в субширотном направлении южную часть упомянутого сегмента и обособляющая его южную, техасскую, часть. В современной структуре система Вичита представлена рядом горстообразных выступов фундамента платформы и небольших горно-складчатых сооружений (горы Арбукль и др.), сложенных смятыми в складки слоями палеозоя.

### Кордильерский пояс

С запада Северо-Американская платформа ограничена протяженным (около 5000 км) сложно построенным и длительно развивавшимся Кордильерским поясом, западная граница которого проходит уже в океане, за пределами современного материка. По простиранию Кордильерский пояс разделяется на три сегмента: северо-западный — Аляскинский, центральный — Канадский и южный — Невадский (см. рис. 50).

Наиболее просто построен сравнительно узкий центральный — **Канадский** — сегмент. Вкрест его простирания с северо-востока на юго-запад канадскими геологами выделяются 6 зон. 1. Зона Скалистых гор — развитие неметаморфизованных верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских слоев, сложно складчатых и полого надвинутых в сторону платформы в южной части зоны (Северные Скалистые горы) и более просто складчатых в ее северной расширенной части (горы Маккензи, Селуин), где наблюдается постепенный переход к нескладчатому слою платформы. В палеозое складчатость в зоне Скалистых гор проявлялась слабо, и в целом вся серия слоев, от верхнепротерозойских до меловых, была согласно смята лишь на рубеже мезозоя и кайнозоя, в эпоху ларамийской складчатости. 2. Зона Оминека — преимущественного развития метаморфизованных верхнепротерозойских, отчасти также палеозойских осадочных пород, прорванных местами крупными телами гранитов. Зоны Скалистых гор и Оминека разделяются Рвом Скалистых гор — молодой узкой депрессией, приуроченной к протяженной (свыше 1500 км) зоне разломов. 3. Зона Колумбийского междугорья (внутренних плато и нагорий) — преимущественного развития неметаморфизованных мезозойских и кайнозойских, отчасти также каменноугольно-пермских осадочных и вулканогенных образований, смятых в складки в различные эпохи мезокайнозоя. 4. Зона Каскадных гор, выделяющаяся лишь на юге Канадского сегмента, откуда, дугообразно изгибаясь, протягивается в северную часть Невадского сегмента. Сложена в основном кайнозойскими вулканитами, местами также вулканогенными и осадочными породами верхнего палеозоя и мезозоя. Осевая часть зоны увенчана цепочкой молодых вулканов. 5. Зона Берегового батолита, основной элемент которой — вытянутый на 1200 км по простиранию зоны батолит Берегового хребта (комплексная многофазовая интрузия гранитоидных пород). 6. Инсулярная (островная) зона — складчатых и метаморфизованных палеозойских и мезозойских вулканических и осадочных образований.



Переход от Канадского сегмента к Аляскинскому совершается быстро, но плавно, без резких поперечных нарушений. Зона Скалистых гор примерно в 300 км от берега Северного Ледовитого океана меняет свое северо-западное простирание на широтное, дугообразно изгибается и прослеживается на запад до района слияния р. Юкон с его правым притоком р. Поркьюпайн, где она выклинивается. На продолжении основного отрезка зоны Скалистых гор протягивается метагеосинклинальная складчатая система гор Ричардсона, отделяющая северную часть Аляски (геоблок Северной Аляски) от Арктической плиты Северо-Американской платформы. Структурное положение геоблока Северной Аляски, основная южная часть которого представлена горно-складчатым сооружением хр. Брукса, неясно. Одни геологи относят его к Кордильерскому поясу, другие — к Иннуитскому. Однако правильнее, по-видимому, данный геоблок вместе с примыкающей к нему акваторией моря Бофорта рассматривать в качестве элемента параплатформенного обрамления Северо-Американской платформы. В южной геосинклинально переработанной части последнего (хр. Брукса) в палеозое выделялись две зоны: южная — гор Эндикотт и северная — гор Румянцева. Зона гор Эндикотт — асимметричное, наклоненное к северу поднятие докембрийских (?) пород, которые, вероятно, лишь в конце силура погрузились под уровень моря. В зоне гор Румянцева существование геосинклинального прогиба устанавливается в позднем протерозое — кембрии, но дальнейшая история этого прогиба остается неясной. Зоны Оминьек и Колумбийского междугорья в Аляскинском сегменте сливаются, образуя срединный Юконский массив. Южнее в Аляскинском сегменте выделяется широкая Береговая зона, соответствующая Инсулярной зоне и, возможно, в ее внутренней части — зоне Берегового батолита Канадского сегмента.

От Невадского сегмента Канадский сегмент отделяется сложно построенной переходной зоной, характеризующейся широким распространением кайнозойских базальтов Колумбийского плато и плато Снейк-Ривер; «поперечным» расположением крупных гранитных батолитов (Айдахо, Колвилл и др.); воздыманием и расширением зоны Оминьек, благодаря чему здесь на обширной площади выведены на поверхность древнейшие образования зоны — верхнепротерозойская серия Белт. Зона Скалистых гор в Невадском сегменте, как и в Аляскинском, быстро выклинивается. Место зон Оминьек и Колумбийского междугорья в Невадском сегменте занимает широкая полоса слоев палеозоя Большого бассейна, смятых в складки в эпоху герцинской складчатости. Большую, юго-восточную, часть этой полосы мы будем называть зоной Юрика. Узкая северо-западная часть той же полосы известна как зона (пояс) Антлер. В обеих этих зонах послегерцинское осадконакопление и послегерцинские движения имели уже второстепенное значение и должны рассматриваться как зоны герцинской складчатости. В качестве продолжения в Невадском сегменте зоны Берегового батолита следует рассматривать, по-видимому, горный массив Сьерры-Невады.

Западнее зоны Сьерры-Невады в Невадском сегменте протягивается широкая сложно построенная Береговая зона, продолжающая, вероятно, к югу Инсулярную зону Канадского сегмента.

#### Иннуитский пояс

Центральное звено Иннуитского складчатого пояса образует складчатая область Франклина (см. рис. 50, 55), большую часть которой занимает бассейн Свердруп — прогиб, выполненный мощной, но слабо



складчатой толщей слоев карбона — перми, мезозоя и кайнозоя. Сюга и востока бассейн Свердруп окаймлен узкой полосой умеренно складчатых отложений кембрия — девона, разделенной северным продолжением свода Бутия на две части: западную, широтного простирания — складчатую зону Парри и северо-восточную, северного и северо-восточного простирания — складчатую зону Южного Элсмира. Смятие этих складчатых зон произошло в конце девона (элсмирская складчатость).

Особое место в области Франклина занимает складчатая система Северного Элсмира. Ее северо-восточным продолжением является складчатая система Северной Гренландии, а на юго-западе она скрывается под отложениями бассейна Свердруп. В составе системы Северного Элсмира выделяются три зоны: северо-западная, центральная (прогиб, или «трог», Хейзен) и юго-восточная. В северо-западной зоне системы Северного Элсмира и в Северной Гренландии складчатость была каледонская, в конце силура, в центральной и юго-восточной зонах — позднедевонская (элсмирская).

На северо-восточных побережьях о. Элсмир и Гренландии прослеживается прерывистая полоса метаморфических пород докембрия (?). Считается, что это лишь юго-восточная окраина в большей своей части погруженного древнего массива (бордерленда Пирии), который в раннем и среднем палеозое служил источником обломочного материала для геосинклинальной области Франклина.

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В позднепротерозойско-палеозойской истории Северо-Американского материка достаточно ясно обособляются три этапа развития: эопалеозойский (поздний протерозой — ранний ордовик), который может быть разделен на раннюю — позднепротерозойскую и позднюю — кембрийско-раннеордовикскую стадии; ранне-среднепалеозойский (средний ордовик — ранний миссисипий); позднепалеозойский (миссисипий — пермь).

Наиболее рано, на рубеже раннего и позднего протерозоя, вдоль современного западного края платформы заложилась система геосинклинальных прогибов Кордильерского пояса, и тем самым определилась ее западная граница. Значительно позже, примерно в середине позднего протерозоя, оформился восточный (аппалачский) край платформы. Возможно, еще позже (в начале ордовика?) определилась северная граница платформы.

До начала позднего кембрия Северо-Американская платформа и ее геосинклинальное обрамление резко противопоставлялись друг другу. Платформа до этого времени была областью устойчивого, хотя, по-видимому, и незначительного по интенсивности воздымания и денудации, а ограничивающие ее геосинклинальные прогибы — зонами интенсивного погружения. В среднем кембрии погружением была охвачена западная окраина платформы, а с начала позднего кембрия противоположный характер движений в области платформы и ее геосинклинального обрамления сменился на однозначный. Однако резкие изменения в характере осадконакопления как в Кордильерском поясе, так и в Аппалачско-Уачитском произошли все же на рубеже протерозоя и палеозоя, в связи с чем эопалеозойский этап развития Северной Америки, как и области Атлантид, может быть разделен на две стадии: раннюю — позднепротерозойскую и позднюю — кембрийско-раннеордовикскую.



**ЭОПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП**  
**(ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — РАННИЙ ОРДОВИК)**

**РАННЯЯ СТАДИЯ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА**  
**(ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)**

На Северо-Американской платформе вследствие общей тенденции к воздыманию отложения верхнего протерозоя распространены лишь на отдельных незначительных участках. Наиболее полно они представлены на северо-западной окраине Канадского щита в провинции оз. Медвежьего и на о. Виктория в своде Минто и в районе оз. Верхнего. Верхнепротерозойские образования этих районов уже рассматривались (см.: Леонов, с. 138), и больше мы их касаться не будем.

Широким распространением эопалеозойские и более древние верхнепротерозойские отложения пользуются в **Кордильерском поясе**, система геосинклинальных прогибов которого заложилась в самом начале позднего протерозоя. Допалеозойское развитие Кордильерского пояса во многом напоминает рифейско-вендское развитие Урала. Вдоль восточного края Кордильерского пояса слои верхнего протерозоя с размывом и несогласием налегают на более древние толщи докембрия фундамента Северо-Американской платформы. Внутри пояса основание верхнепротерозойских отложений нигде на поверхность не выступает.

Наиболее полный разрез верхнего протерозоя Кордильерского пояса вскрывается в зоне его поперечного воздымания, на юге Канадского сегмента пояса. В составе верхнего протерозоя здесь выделяются два крупных комплекса слоев: доэопалеозойская надсерия Белт (Перселл), внизу, и эопалеозойская серия Уиндермир, вверху. Ориентировочно время формирования надсерии Белт определяется в интервале 850—1500 млн. лет, а серии Уиндермир — в интервале 600—850 млн. лет.

Надсерия Белт на востоке, в зоне Скалистых гор, слагается чередованием мощных свит карбонатных (известняки, доломиты) и терригенных (мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы) пород, частично красноватых, до 5000—6000 м общей мощности. Надсерия Белт отвечает двум крупным циклам осадконакопления, подобным циклам рифея Башкирского антиклинория Урала (см.: Леонов, рис. 126). В верхней части надсерии присутствует широко распространенный горизонт основных вулканических пород (лав Перселл), до 100—150 м мощности. К западу карбонатные члены разреза фациально замещаются терригенными образованиями и в зоне Оминьек (горы Перселл, Селкерк) надсерия Белт целиком слагается уже мощной (свыше 15 000 м) толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с горизонтом лав Перселл в верхней части. По-видимому, принос обломочного материала пород надсерии Белт шел в основном с запада, со стороны суши, располагавшейся в области зоны Колумбийского междугорья и еще далее к западу, в зоне Тихоокеанского побережья и современной акватории Тихого океана.

Серия Уиндермир залегает на слоях надсерии Белт с размывом и несогласием, вызванным постбелтской, но доуиндермирской складчатостью. Серия Уиндермир достигает 6000—7000 м мощности и слагается различными терригенными породами, в составе которых существенную роль играют валунные конгломераты и диамиктиты с глыбами белтских пород, а также добелтских гранитов и гнейсов. Грубообломочные породы развиты обычно в основании серии и являются, возможно, продуктами ледниковой (ледниково-морской) деятельности. На западе в средней части серии присутствует толща основных вулканических пород



(вулканиты Айрин), быстро выклинивающаяся к востоку. Венчается серия Уиндермир мощной (до 2000—3000 м) толщей песчаников и кварцитов Хамилл, в верхних 6—7 м которой были найдены остатки раннекембрийского «атлантического» трилобита *Callavia*. Выше по разрезу следует толща переслаивания песчаников, сланцев, известняков с остатками археоциат и трилобитов «тихоокеанского» рода *Olenellus* нижнего кембрия. Верхние слои серии Уиндермир имеют, таким образом, раннекембрийский возраст. Но на каком стратиграфическом уровне проходит в данном разрезе нижняя граница кембрия, остается неясным. В Аляскинском сегменте с надсерией Белт сопоставляется нижняя часть серии Тиндир. По развитию карбонатных толщ и умеренной мощности эквиваленты надсерии Белт всех этих районов близки к слоям Белт зоны Скалистых гор. Серия Уиндермир повсеместно распространена в Канадском сегменте. В Аляскинском сегменте с серией Уиндермир сопоставляется верхняя часть серии Тиндир. К северу от района поперечного воздымания в составе верхней части серии Уиндермир появляются и получают все большее развитие карбонатные породы, слагающие местами толщи до 500—600 м мощности. В горах Маккензи основание серии слагает терригенная толща (группа Репитэн), внизу песчано-конгломератовая с диамиктитами, выше — песчано-алевролитовая. К нижней части последней приурочена характерная пачка тонкого чередования кремнистых и железистых (гематитовых) прослоев джеспилитового типа, до 150 м мощности. Породы этой кремнисто-железистой пачки резко контрастируют с вмещающими ее грубообломочными образованиями, частично, возможно (диамиктиты), ледникового происхождения, и их сочетание напоминает аналогичную ассоциацию — тиллитов (?) и ванадиеносных сланцев — в позднем протерозое Улутау-Синийского пояса Центральной Азии (см.: Леонов, с. 292—293). Грубообломочная толща с пачками пород джеспилитового типа, прослоями яшм, гематитовых сланцев и основных вулканических пород, до 800 м общей мощности, слагает также основание верхней, сопоставляющейся с серией Уиндермир, части серии Тиндир в Аляскинском сегменте.

Отложения, отвечающие стратиграфически слоям Белт и Уиндермир, распространены также в зоне Юрика Невадского сегмента Кордильерского пояса. По присутствию в их составе карбонатных толщ и их сравнительно небольшой мощности они ближе к слоям Белт и Уиндермир северной части Канадского сегмента, чем к одноименным отложениям района поперечного воздымания. В наиболее полных разрезах у западного края зоны Юрика (Долина смерти, горы Иньо) слои, соответствующие верхней части серии Уиндермир, представленные здесь в основном кварцитами, постепенно переходят в палеонтологически охарактеризованные слои кембрия.

Из зоны Юрика слои верхнего протерозоя, в основном стратиграфические аналоги надсерии Белт, уменьшаясь в мощности и утрачивая полноту разреза, распространяются в область плато Колорадо, где они сохранились от предкембрийского размыва в отдельных, ограниченных разрывами блоках.

Верхнепротерозойские образования широко распространены, по видимому, в пределах геоблока Северной Аляски. В зоне гор Эндикот к верхнему протерозою относятся, вероятно, «древние немые толщи» — метаморфизованные песчаники, кварциты, глинистые сланцы. Они кроме палеонтологически охарактеризованными слоями девона, местами верхнего силура (?), в связи с чем их возраст остается пока проблематичным и некоторые исследователи считают их раннепалеозойскими. В зоне гор Румянцева к верхнему протерозою относятся нижние слои



«свиты» Неруокпук (кварциты, кварцитовые сланцы), залегающие стратиграфически ниже слоев с фауной раннего кембрия.

В складчатой области Франклина позднепротерозойский возраст имеют, по-видимому, метаморфические породы северного побережья о. Элсмир и Гренландии.

# ПОЗДНЯЯ СТАДИЯ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА (КЕМБРИЙ — РАННИЙ ОРДОВИК)

В истории Северо-Американского материка трансгрессия позднего кембрия — раннего ордовика была крупнейшей в палеозое и в фанерозое в целом. В эту эпоху почти полностью определились очертания и размеры плитной части платформы, в пределах которой приподнятыми оставались, вероятно, лишь отдельные участки свода Сиу, выступавшие островами над уровнем позднекембрийско-раннеордовикского моря (рис. 51).

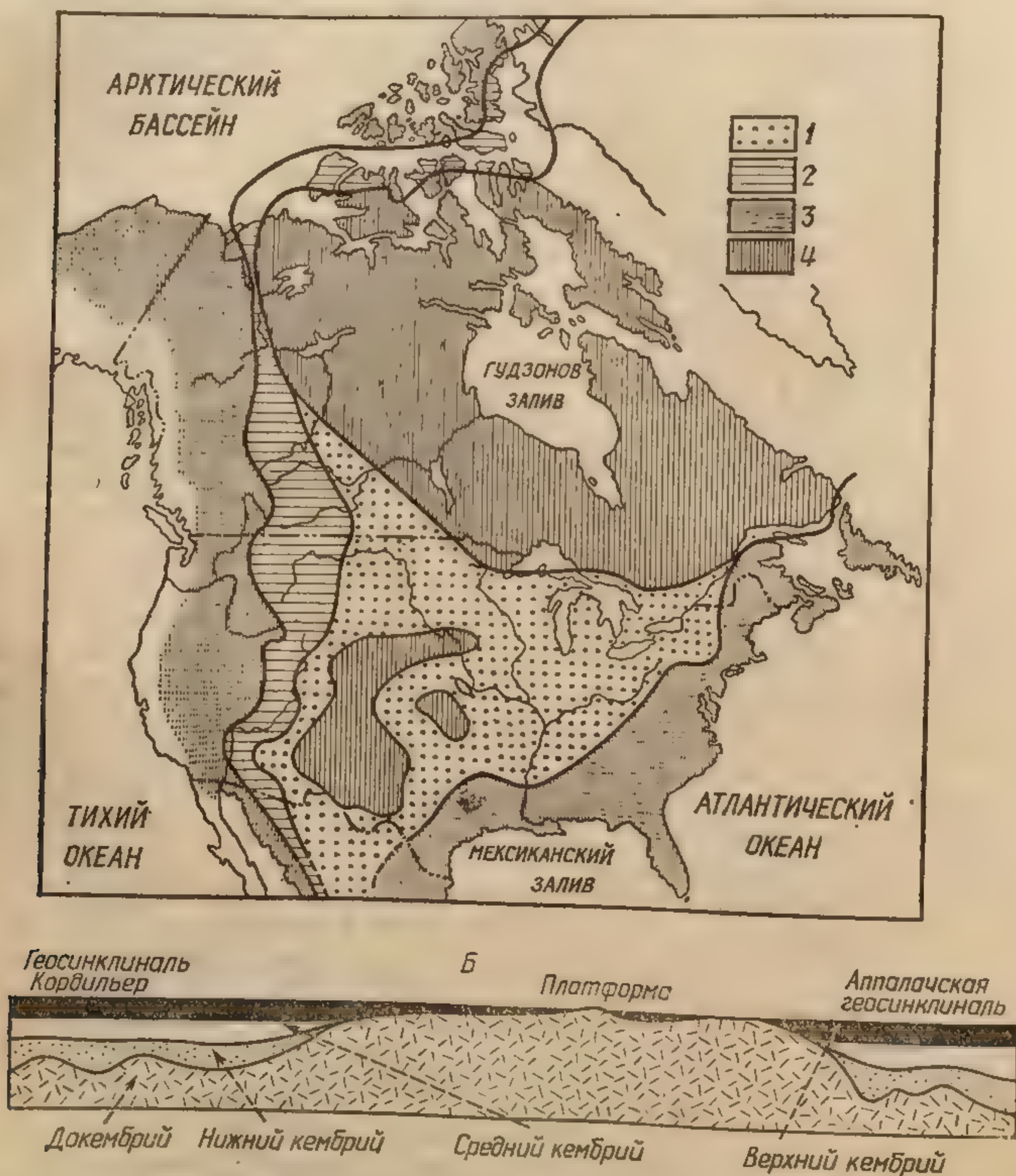


Рис. 51. А — схематическая карта, показывающая возраст основания кембрийских отложений в Северной Америке. По М. Кай, Е. Н. Colbert, 1965:  
1 — верхний кембрий, 2 — средний кембрий, 3 — нижний кембрий, 4 — отсутствие кембрия.  
Б — широтный разрез через среднюю часть Северной Америки, показывающий распространение кембрийских отложений на платформе и в геосинклинальных областях. По Ф. Б. Кингу, 1961



Базальные слои североамериканского кембрия, независимо от их возраста (ранне-, средне- или позднекембрийского), почти повсеместно слагаются кварцевыми песчаниками или кварцитами, которые вверх по разрезу сменяются обычно карбонатными образованиями. В Кордильерском поясе смена терригенного осадконакопления карбонатным произошла в конце раннего — начале среднего кембрия; на охваченной среднекембрийской трансгрессией западной окраине платформы — во второй половине среднего кембрия; в пределах остальной части платформы — во второй половине позднего кембрия. С этого времени и до конца раннего ордовика на всей территории платформы устанавливаются однообразные условия карбонатного осадконакопления. За немногим исключением, геосинклинальные прогибы выделялись в эту эпоху лишь большей интенсивностью осадконакопления, но не типом осадков.

### Кордильерский пояс

В Кордильерском поясе отложения кембрия — нижнего ордовика распространены в зонах Скалистых гор и Оминек Канадского сегмента и в зонах Юрика и Антлер Невадского сегмента, отвечавших в палеозое единому геосинклинальному прогибу, унаследованному от эпохи позднего протерозоя. Центральные и западные зоны пояса (Колумбийского междугорья, Берегового батолита, Инсулярная и др.) в кембрии оставались, по-видимому, приподнятыми, образуя сушу, поставлявшую обломочный материал в расположенный восточнее морской бассейн. Частичное погружение этой суши произошло в ордовике.

Существование западной суши — бордерленда Каскадии, по Ч. Шухерту, служившей источником обломочного материала, определило фациальное замещение в западном направлении карбонатных отложений зоны Скалистых гор глинистыми сланцами и алевролитами зоны Оминек. Аналогичное замещение имело место и в зоне Антлер, где наряду с терригенными получают развитие также кремнистые и вулканогенные образования. В Канадском сегменте сланцы и алевролиты западной фации тонкими языками вдаются далеко к востоку, расслаивая карбонатную толщу восточной фации и придавая ей циклическое строение. Одним из таких «языков» является пачка темных тонкослоистых богатых органическим веществом глинистых сланцев Бургесс среднего кембрия, к которой приурочено уникальное местонахождение кембрийских ископаемых.

Отложения того же типа прослеживаются на северо-восток до пограничного с Канадой района центральной Аляски (правобережья р. Юкон). Но здесь с самого основания они представлены известняками нижнего кембрия, согласно налегающими на известняки верхней части серии Тиндир. Кембрийско-нижнеордовикский комплекс венчается в данном районе слоями тремадокского возраста, за образованием которых последовал перерыв в осадконакоплении, разделяющий здесь эо-палеозойский и раннепалеозойский этапы развития.

Западнее, вдоль р. Юкон, в районе его большой излучины, к кембрию — нижнему ордовику (тремадоку?) относят мощную (несколько тысяч метров) кварцито-сланцевую толщу с остатками *Oldhamina*, по-разному напоминающую кембрийско-тремадокские толщи арденнского типа северо-западной Европы, Северных Аппалачей и Ньюфаундленда. Соотношение этой толщи с карбонатным палеозоем, распространенным восточнее, не выявлено. На остальной площади Аляскинского сегмента палеонтологически документированные слои кембрия неизвестны. Но в некоторых районах (п-ов Сьюард, Аляскинский хребет) известня-



ки и доломиты нижнего ордовика подстилаются немymi карбонатными толщами, возможно позднекембрийского возраста.

### Плита Великих равнин, Миссисипская плита, Колорадско-Мексиканская параплатформа

На территории плиты Великих равнин и Миссисипской плиты характер кембрийских и нижнеордовикских отложений достаточно однообразен. Эти отложения начинаются верхним кембрием, кроме западной окраины платформы, где трансгрессия началась со среднего кембрия, и венчаются слоями нижнего ордовика, местами нижней части среднего ордовика. В основании верхнего кембрия повсеместно развиты базальные песчаные образования, которые вверх по разрезу сменяются известняками. На поднятиях за счет их более позднего и более слабого погружения мощность слоев обычно уменьшается и большую роль среди них играют песчаные накопления. Уменьшается на поднятиях и стратиграфическая полнота разреза за счет появления перерывов в осадконакоплении. В прогибах (бассейнах), наоборот, стратиграфическая полнота разреза и мощность отложений увеличиваются. Особо выделяются в данном отношении прогибы системы Вичита.

В пределах Колорадско-Мексиканской параплатформы разрез оказывается, как правило, сокращенным за счет полного (на плато Колорадо) или почти полного отсутствия слоев ордовика. В южной, Мексиканской, части параплатформы карбонатные с глинистыми прослоями маломощные слои верхнего кембрия — нижнего ордовика известны в нескольких пунктах северо-западной и юго-восточной Мексики. На юго-востоке они прослеживаются до перешейка Теуантепек (штат Оахака), где они несогласно и трансгрессивно залегают на породах докембрийского фундамента.

### Арктическая плита и Иннуитский пояс

В пределах Арктической плиты и прилегающей к ней части Иннуитского складчатого пояса рассматриваемый этап следует ограничить, по-видимому, кембрием, на конец которого здесь приходится широко распространенный перерыв в накоплении осадков, вызванный общим воздыманием арктической окраины Северо-Американского материка. Наиболее полно отложения кембрия развиты здесь к востоку от свода Буття — в северо-западной и северной Гренландии, на восточном побережье центральной части о. Элсмир, в восточной части о. Девон (см. рис. 55). В их основании развита пачка красноцветных кварцевых и аркозовых песчаников, кварцитов и конгломератов мощностью от 200—300 м до 1000 м, сменяющаяся вверх по разрезу толщей известняков и доломитов нижнего и среднего кембрия мощностью до 1500—2000 м. В основании этой карбонатной толщи прослеживается горизонт глинистых или глинисто-карбонатных пород с остатками *Olenellus* и других раннекембрийских трилобитов. Отложения верхнего кембрия ни на Арктической плите, ни в складчатой области Франклина достоверно не установлены, хотя в последнее время в северной части свода Буття и в смежных районах складчатых зон Парри и южного Элсмира верхний кембрий, представленный, как и средний кембрий, карбонатными породами, стал выделяться.

По фауне трилобитов, происходящей из толщи темных битуминозных известняков и сланцев северной Гренландии (Земля Ньюбе), средний кембрий рассматриваемой области относится к «атлантической»



провинции, обнаруживая в данном отношении значительное сходство со средним кембрием Авалонской зоны юго-восточного Ньюфаундленда и зоны Нотр-Дам Северных Аппалачей. Отдельные «атлантические» формы трилобитов (*Holmia* и др.) присутствуют здесь совместно с *Olenellus* и в слоях нижнего кембрия, придавая фауне последних смешанный «тихоокеанско-атлантический» характер. Возможно, что среднекембрийский бассейн северной Гренландии непосредственно, через район Баффинова залива, сообщался с морем юго-восточного Ньюфаундленда.

В центральной части Арктической плиты кембрийские отложения — терригенные красноцветные породы нижнего кембрия — известны лишь в нескольких пунктах. Но западнее, в низовьях р. Маккензи, разрез кембрия снова становится более полным, приближаясь уже к разрезу плиты Великих равнин. Для этого района характерно присутствие в составе карбонатных слоев среднего кембрия галогенных образований — линзовидных пластов гипса, ангидрита и каменной соли.

В складчатой области Франклина предположительно кембрийские образования выделяются в системе северного Элсмира. В ее центральной зоне в северном борту прогиба Хейзен прослеживается полоса слабометаморфизованных терригенных образований: внизу — кварцевых и аркозовых красноцветных песчаников и конгломератов, выше — красно- и сероцветных алевролитов и сланцев, отчасти также известняков, до 1100 м мощности, составляющих свиту Земли Гранта. Ее возраст считается (Trettin, 1971) средне-позднекембрийским. Но по составу и мощности свита Земли Гранта обнаруживает большое сходство с нижними слоями кембрия юго-восточной зоны системы северного Элсмира и смежных районов Арктической плиты, с которыми ее и следует, вероятно, сопоставлять. По-видимому, карбонатные отложения верхней части нижнего кембрия и среднего кембрия юго-восточной зоны к северо-западу частично выклиниваются, частично фациально замещаются пестроцветными образованиями верхней части свиты Земли Гранта. Согласно залеганию на ней слоев нижнего ордовика не противоречит ее ранне-среднекембрийскому возрасту, так как в разрезах юго-восточной зоны системы северного Элсмира и прилегающих районов, где ордовик залегает явно трансгрессивно (верхний кембрий в этих районах отсутствует), его залегание все же согласное и следы перерыва в основании выражены очень неясно.

В северной Аляске отложения кембрия установлены в зоне гор Румянцева. Кембрийские отложения, объединяющиеся с верхним протерозоем в одну свиту Неруокпук, представлены здесь слабометаморфизованными осадочными (терригенными и карбонатными) и вулканогенными образованиями, в которых обнаружена фауна нижнего и верхнего кембрия. В зоне гор Эндикот кембрийские отложения неизвестны.

#### **РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (СРЕДНИЙ ОРДОВИК — РАННИЙ МИССИСИПИЙ)**

На платформе рубеж эо- и ранне-среднепалеозойского этапов отмечен крупным перерывом в накоплении осадков, за которым последовало формирование на обширных площадях слоев кварцевых песков и песчаников, частично континентального происхождения — базальных образований раннепалеозойского этапа. В области Мидконтинента эти базальные образования известны как песчаники Симпсон и Сент-Петер. Подобные базальные образования (кварциты Юрика) широко распространены в зоне Юрика Невадского сегмента Кордильерского пояса.

С начала среднего ордовика однообразие условий осадконакопле-



ния, которое установилось на Северо-Американском материке в позднем кембрии — раннем ордовике, нарушается. Это происходит главным образом в результате вторжения в область Преаппалачского прогиба и Мидконтинента значительных масс обломочного материала, поступавшего с востока, со стороны Южных Аппалачей, а во второй половине рассматриваемого этапа — также из области Северных Аппалачей. В пределах плиты Великих равнин и Арктической плиты, а также в восточных зонах Кордильерского пояса сохранялись в основном условия осадконакопления, которые установились здесь к концу предыдущего этапа. В западной части Кордильерского пояса и в Иннуитском поясе начало рассматриваемого этапа отмечено возникновением новых геосинклинальных прогибов.

В пределах платформы ранне-среднепалеозойскому этапу отвечают два крупных цикла осадконакопления: ордовикско-раннедевонский и девонско-раннемиссисипский, наиболее резко обособленные на территории плиты Великих равнин. Отвечающие этим циклам эпохи трансгрессий разделялись эпохой поднятия и регрессии, начавшейся в силуре и достигшей апогея в нижнем девоне. Почти на всем протяжении ранне-среднепалеозойского этапа бассейны Миссисипской плиты и плиты Великих равнин были разъединены широким барьером суши в области свода Сиу, который лишь в позднем ордовике был, возможно, в значительной своей части погружен под уровень моря.

На рассматриваемом этапе произошло, наконец, погружение центральной части Канадского щита в области Гудзонова залива. Следы этого погружения в виде отвечающих ему морских отложений верхнего ордовика — среднего девона сохранились на западном и южном побережьях, на островах и в пределах самой акватории Гудзонова залива, где их присутствие установлено геофизическими исследованиями. На остальной площади их бывшего распространения они уничтожены последующим размывом, в связи с чем контуры соответствующих морских бассейнов и характер связи последних с бассейнами Арктической и Миссисипской плит остаются неясными.

**Миссисипская плита, Колорадско-Мексиканская параплатформа,  
зоны Антлер и Юрика Невадского сегмента  
Кордильерского пояса**

В области Миссисипской плиты и свода Сиу отложения нижнего-среднего палеозоя распадаются на два упоминавшихся выше комплекса слоев; время образования их было разделено раннедевонским перерывом, значение которого в западном направлении возрастало. На западе это приводит к полному выпадению из разреза отложений нижнего девона и к трансгрессивному залеганию слоев среднего девона. В восточной части Мидконтинента и в Преаппалачском прогибе начало трансгрессии верхней части нижнего девона отмечено накоплением толщи кварцевых песков и песчаников Орискани.

Характерные для Южных Аппалачей обломочные клинья ордовика, силура и девона (рис. 52), уменьшаясь в мощности, протягиваются в Преаппалачский прогиб, постепенно замещаясь в западном направлении известняками и доломитами с подчиненными линзами галогенных образований в верхнесилурийской части разреза. За сводом Цинциннати в области Мидконтинента терригенные толщи, которые рассматриваются американскими геологами как утоненные и растянутые внешние участки обломочных клиньев Южных Аппалачей, имеются в верхнем ордовике — граптолитовые сланцы и другие глинисто-алевролитовые



вые образования — и в верхнем девоне — нижнем миссисипии — бедные ископаемыми темные битуминозные обогащенные ураном глинистые сланцы типа квасцовых сланцев кембрия и ордовика Скандина-

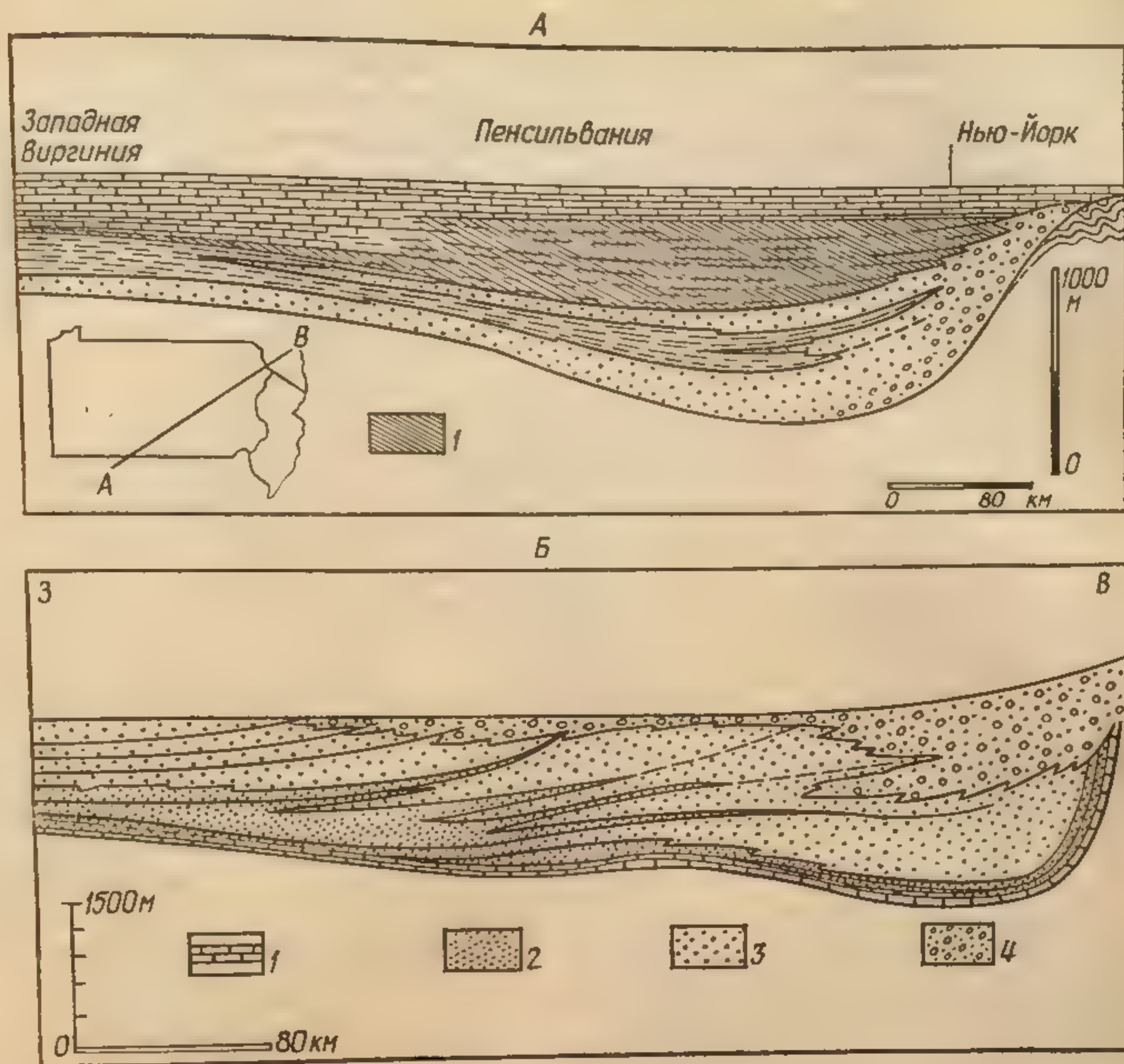


Рис. 52. Распространение «обломочных клиньев» в палеозойских отложениях восточной части Миссисипской плиты. По М. S. Petersen и др., 1973.  
 А — фациальный профиль силурийских отложений в штатах Нью-Йорк, Пенсильвания, Западная Виргиния: 1 — красноцветные отложения.  
 Б — фациальный профиль средне- и верхнедевонских отложений штата Нью-Йорк: 1—3 — морские отложения: 1 — известняки, 2 — черные и серые глины, 3 — серые песчаники и глины; 4 — неморские красные и зеленые конгломераты, песчаники и глины

вии. Однако в области Мидконтинента эти «клинья» — широко распространенные свиты небольшой (обычно не более 100—150 м) довольно постоянной мощности, которые непосредственно с обломочными клиньями Южных Аппалачей не связаны, хотя, возможно, и сформировалась за счет общего с ними источника обломочного материала.

В основном же отложения рассматриваемого этапа представлены в области Мидконтинента двумя сериями (донижнедевонской и посленижнедевонской) карбонатных пород, среди которых в верхнем силуре и среднем девоне заметную роль играют галогенные образования, слагающие существенную часть осадочного выполнения Мичиганского и Иллинойского бассейнов. Определенную специфику этих отложений создает также обилие в их верхнесилурийско-нижнемиссисипской части кремнистых пород (кремней, кремнистых известняков), распространенных на различных стратиграфических уровнях как в области Мидконтинента, так и в Преаппалачском прогибе. Общая мощность данных отложений Миссисипской плиты очень изменчива: на сводах она нередко сокращается до нуля, а в центральных частях Мичиганского и



Иллинойсского бассейнов и прогибах системы Вичита достигает 1000—1500 м.

С запада область Миссисипской плиты была ограничена на ранне-среднепалеозойском этапе широким и протяженным Колорадско-Мексиканским сводом, занимавшим территорию одноименной параплатформы. В пределах этого свода разрез отложений данного этапа сильно сокращен. На севере (Южные Скалистые горы, плато Колорадо, северная Мексика) эти отложения местами вообще отсутствуют, местами представлены маломощным (десятки, первые сотни метров) прерывистым комплексом карбонатных пород; в пределах плато Колорадо, например, — лишь спорадически распространенной пачкой известняков девона до нескольких десятков метров мощности (рис. 53). Южнее, в

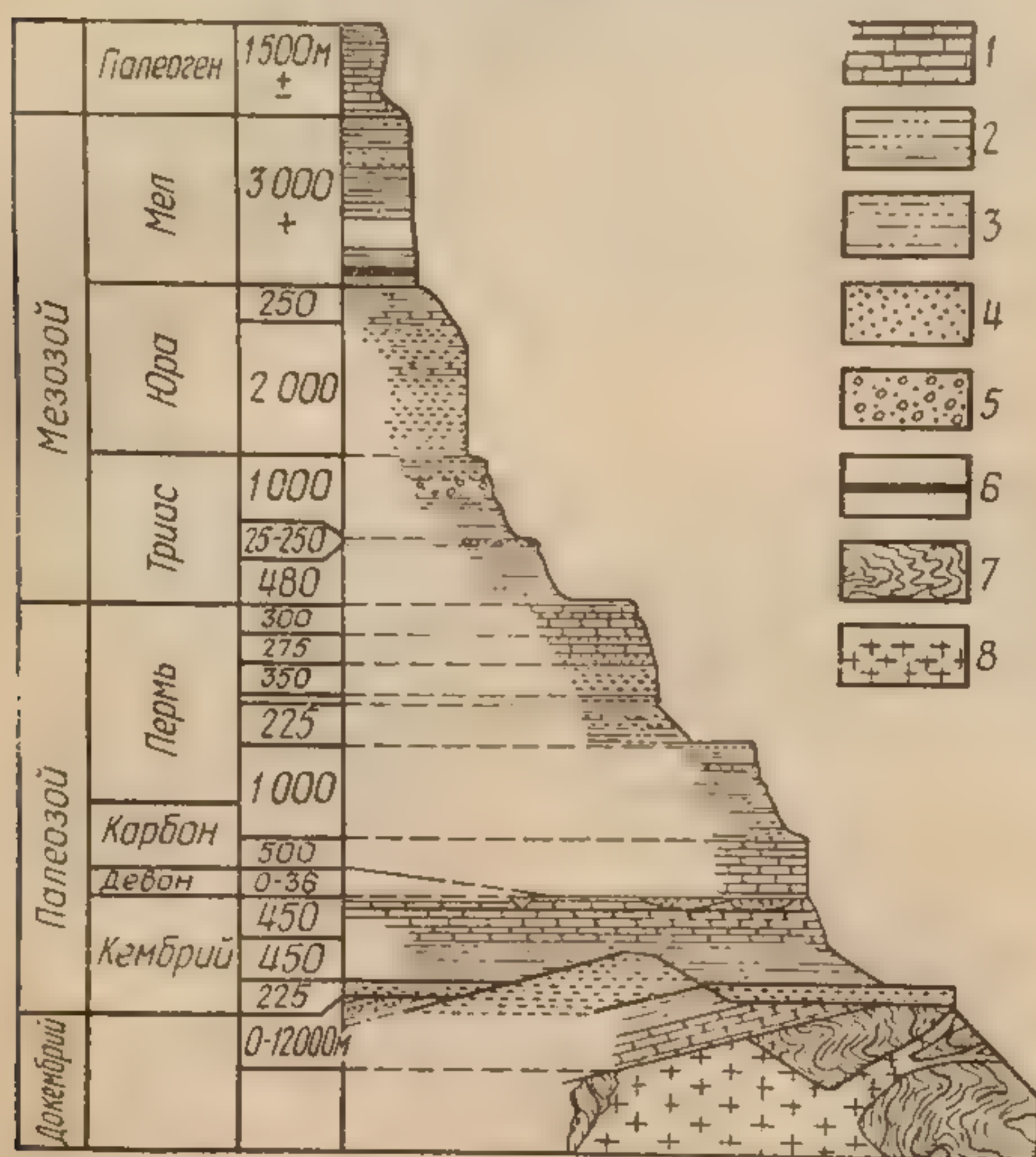


Рис. 53. Сводный геологический разрез Большого каньона Колорадского плато. По L. E. Noble, H. E. Gregory, с изменениями:

1 — известняки; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — чередование песчаников и глинистых сланцев; 4 — песчаники; 5 — песчаники и конгломераты; 6 — гипсы; 7 — кристаллические сланцы; 8 — жилы пегматитов

центральной и юго-восточной Мексике и в западной Центральной Америке, они вообще неизвестны. Возможно, что в небольшом объеме эти породы здесь местами и отлагались, но при общей тенденции данного района к поднятию были быстро уничтожены последующим размывом.

К западу от Колорадско-Мексиканского свода располагался внешний прогиб Невадского сегмента Кордильерского пояса. Разрез становится здесь снова полным и, сохраняя в восточной зоне прогиба (зона Юрика) общее сходство с разрезом Миссисипской плиты, значительно увеличивается по сравнению с последним в мощности.

В зоне Юрика рубеж эо- и ранне-среднепалеозойского этапов отмечен поднятием и перерывом в накоплении осадков, за которым последовало формирование кварцитов Юрика — базальных образований ранне-среднепалеозойского этапа. Кварциты Юрика вверх по разрезу сменяются толщами известняков и доломитов верхнего ордовика, силура и девона, а на юге — и более высоких слоев палеозоя. В северной части зоны Юрика, там, где она ограничивается с запада зоной Антлер, отложения конца рассматриваемого этапа (позднего девона — раннего миссисипия) представлены терригенными образованиями (глинистые



сланцы, песчаники), которые с размывом, а в западной части зоны и с несогласием, кроются грубообломочными толщами верхней части нижнего миссисипия — базальными образованиями следующего позднепалеозойского этапа развития.

В зоне Антлер отложения ранне-серднепалеозойского этапа слагают разрезы различного типа, группирующиеся в два комплекса: «переходный», в котором отдельные члены разреза представлены еще карбонатными породами, и «западный», в котором все члены разреза имеют терригенный, кремнистый или вулканогенный состав. Отложения зоны Юрика относят к «восточному» комплексу. В настоящее время разрезы «переходного» комплекса располагаются западнее разрезов «западного» комплекса. Но как эти разрезы располагались в эпоху накопления слоев, определить трудно. Сложная структура района — разрезы различного типа здесь установлены в перекрывающих друг друга надвиговых чешуях — не дает возможности установить первоначальные пространственные взаимоотношения разрезов различного типа прямыми геологическими методами. Поэтому при реконструкции этих взаимоотношений разрезы «расставляются» исходя из представления о постепенном замещении в западном направлении карбонатных пород и кварцитов («миogeосинклинальных» образований) глинисто-кремнистыми осадками («эвгеосинклинальными» образованиями). Поскольку в настоящее время отложения «переходного» комплекса располагаются западнее отложений «западного» комплекса, допускается значительное, порядка 150—200 км, тектоническое перемещение последних к востоку, в ходе которого они должны были быть «переброшены» через зону развития «переходного» комплекса. Это дает основание выделять в соответствующем сечении геосинклинали восточную — «миogeосинклинальную» зону (зона Юрика) и западную — «эвгеосинклинальную» зону, перемещенную в зону Антлер и отчасти в западную часть зоны Юрика.

Данная «модель» далеко, однако, не бесспорна как с фактической, так и с теоретической стороны. Не согласуется с этой «моделью» широкое распространение в разрезах «западного» («эвгеосинклинального») комплекса кварцитов и кварцевых песчаников, которые считаются американскими авторами типичными диагностическими породами миogeосинклинали. Некоторые разрезы «западного» комплекса почти целиком представлены песчаниками и кварцитами, и сложенные ими толщи формировались, возможно, в более мелководной (более прибрежной) зоне моря, чем карбонатные толщи «восточного» комплекса. Характерные для «западного» комплекса кремнистые породы могут быть различными по условиям образования, и без детального их изучения трактовка этих пород как глубоководных образований произвольна. Наконец, роль вулканогенных образований в разрезах «западного» комплекса в целом незначительна, и в то же время отдельные прослои вулканических пород встречаются в некоторых разрезах зоны Юрика.

С теоретической стороны рассматриваемая «модель» фациальных взаимоотношений весьма упрощена и действительная картина последних могла быть значительно сложнее. Существенно, что при любой «расстановке» разрезов различного типа речь идет о разрезах одного бассейна, одного геосинклинального прогиба, в пределах которого могут выделяться не «миogeосинклиналь» и «эвгеосинклиналь», а лишь «миogeосинклинальная» и «эвгеосинклинальная» фации. В этом едином геосинклинальном прогибе карбонатные породы «восточного» комплекса могут замещаться к западу кремнистыми, а последние далее к западу — песчаниками и кварцитами, формировавшимися уже вблизи западного края прогиба, ограниченного сушей, с которой шел снос об-



ломочного материала. Представляется, что подобная «модель» — асимметричного прогиба с крутым, осложненным, вероятно, разрывами (вулканизм!) северо-западным бортом и пологим «карбонатным» юго-восточным бортом — более отвечает имеющимся фактическим данным и дает их более простое и естественное истолкование.

**Плита Великих равнин, внешний прогиб Канадского сегмента  
Кордильерского пояса, геоблок Северной Аляски,  
Гудзонская плита**

В пределах плиты Великих равнин на протяжении первой половины рассматриваемого этапа, вплоть до конца силура, продолжалось формирование преимущественно карбонатных осадков. Условия осадконакопления в эту эпоху мало отличались в данном регионе от условий кембрия — раннего ордовика. Центральная часть плиты (свод Пис-Ривер) оставалась приподнятой, и Канадский щит, как и раньше, простирался через область упомянутого свода до восточного края Кордильерского пояса. Но к югу от свода Пис-Ривер в позднем ордовике, после среднеордовикского перерыва, область погружения расширилась, продвинувшись к юго-востоку, в область бассейна Виллистон, который с этого времени становится основной депрессионной структурой плиты Великих равнин (рис. 54). В конце силура плита Великих равнин, как и



Рис. 54. Структурно-литологический профиль нижнепалеозойских образований в области плиты Великих равнин («Geology of Canada», 1970):  
1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глины, 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — ангидриты, 7 — кристаллические породы докембрия, 8 — поверхности несогласия

Миссисипская плита, была охвачена воздыманием, вызвавшим длительный — раннедевонский — перерыв, за которым последовала новая — среднедевонская — трансгрессия, пришедшая с севера. Уже в эйфеле море покрыло большую часть свода Пис-Ривер, а в живете продвинулось дальше к югу и соединилось с морем западной окраины Миссисипской плиты. Но в дальнейшем море Великих равнин стало сокращаться, в результате все большего стягивания морских вод в пределы внешнего прогиба Кордильерского пояса. К северу от свода Пис-Ривер это «стягивание» уже в начале позднего девона привело к совмещению восточной границы морского бассейна с западной границей плиты.

По-видимому, и раннедевонское воздымание, и среднедевонское погружение плиты Великих равнин развивались в условиях значительной сглаженности рельефа как самой области Великих равнин, так и сопредельных с ней территорий. Этим объясняется, вероятно, слабое раз-







— 2144 —  
РЕМНИ (В.В.)  
КОС-ВОС  
ТАННЫМ И  
ЕНТА

й половец-  
олжалось  
я осадко-  
т условий  
Пис-Ри-  
е, прости-  
ордильер-  
ке, после  
сь, про-  
оторый с  
литы Ве-  
ин, как и

ий в об.  
гидраты.

датель-  
овая —  
Эйфеле  
одвину-  
ссисип-  
ащать-  
внеш-  
ер это  
щению  
и.  
ое по-  
альной  
и со-  
раз-

1.   
ое по-  
ельной  
и со-  
раз-



В области Гудзонской плиты осадконакопление, начавшись в позднем ордовике, закончилось в середине девона. Максимальной площадью погружения была здесь в позднем ордовике. Затем, по-видимому, она постепенно сокращалась. В пределах Гудзонской плиты выделяются два района (бассейна) относительно интенсивного прогибания: более крупный бассейн Гудзонова залива, наиболее прогнутая часть которого с осадками мощностью до 1500—2000 м располагается в центральной части залива, и сравнительно небольшой и менее прогнутый бассейн Мус-Ривер на крайнем юге плиты. В обоих бассейнах палеозойские отложения представлены в основном карбонатными породами (известняки, доломиты, незначительные включения гипса и ангидрита), которые лишь в верхнесилурийской части разреза уступают место терригенным (в основном алевролиты). В раннем девоне у южного края бассейна Мус-Ривер накапливались континентальные грубообломочные породы с остатками наземных растений.

### Арктическая плита и Иннуитский пояс

В пределах Арктической плиты и в складчатой области Франклина (рис. 55) начало ранне-среднепалеозойского этапа может быть совмещено с границей кембрия и ордовика, а конец — с границей девона и карбона. На протяжении этого времени в развитии данной территории выделяются три четко обособленные стадии: ранне-среднеордовикская, позднеордовикско-раннедевонская, средне-позднедевонская.

В раннем-среднем ордовике на площади Арктической плиты и внешних зон геосинклинальной области Франклина (складчатых зон Парри и южного Элсмира и юго-восточной зоны системы северного Элсмира) условия осадконакопления по сравнению с таковыми среднего и позднего (?) кембрия существенно не изменились. Почти повсеместно здесь шло накопление морских карбонатных осадков, которое временами на отдельных участках сменялось формированием галогенных образований — гипса и ангидрита. Лишь на крайнем северо-западе складчатой зоны Парри, в районе залива Иббетт, на северо-западе о. Мелвилл, карбонатные осадки нижнего-среднего ордовика, как и более высокие слои ордовика и силура, фациально замещаются граптолитовыми сланцами с прослоями известняков и кремнистых пород.

В центральной зоне системы северного Элсмира (прогиб Хейзен) отложения нижнего-среднего ордовика представлены маломощной (до 300—400 м) свитой Хейзен — кремнистых пород и граптолитовых сланцев, согласно залегающих на пестроцветных породах свиты Земли Гранта. По-видимому, фациальное замещение карбонатных осадков внешней зоны системы северного Элсмира кремнисто-глинистыми отложениями прогиба Хейзен имело место в узкой зоне у его южного края. Сходный характер, с подобным же замещением карбонатных осадков кремнисто-глинистыми, имеют ниже-среднеордовикские отложения складчатой системы северной Гренландии. В северо-западной зоне системы северного Элсмира к нижнему-среднему ордовика некоторые авторы относят толщу слабометаморфизованных кислых щелочных вулканитов (кератофинов), кремнистых пород, известняков и сланцев, характерной особенностью которой является присутствие прослоев кремнисто-железистых пород («железных руд») джеспилитового типа. Слой этой толщи сложно складчат и резко несогласно кроются отложениями верхнего ордовика. Органических остатков в ней не обнаружено, и не исключено, что ее возраст значительно древнее ордовика, возможно докембрийский.



На позднеордовикско-раннедевонской стадии в области Арктической плиты обстановка осадконакопления осложнилась лишь в позднем силуре — раннем девоне в результате резкого воздымания свода Бутия, которое привело к накоплению вдоль его краев широких шлейфов грубообломочных пород, фацциально замещающихся по мере удаления от свода карбонатными образованиями. Воздымание свода Бутия сопровождалось деформацией досреднедевонских толщ палеозоя, которая привела к появлению местного несогласия в основании слоев среднего девона.

Во внешних зонах геосинклинальной области Франклина обстановка осадконакопления на рассматриваемой стадии дифференцировалась. На значительной части площади внешних зон накопление карбонатных осадков сменилось формированием граптолитовых сланцев. Фацция граптолитовых сланцев развита преимущественно во внутренних, а карбонатная фацция — преимущественно во внешних частях внешних зон. Граница данных фаций местами следует простиранию зоны, разделяя ее на внешнюю, «карбонатную», и внутреннюю, «сланцевую», подзоны, местами оказывается по отношению к простиранию зоны секущей. На одних участках это приводит к вытеснению карбонатной фацции за пределы складчатой области Франклина и даже к проникновению сланцевой фацции в смежные районы плиты; на других, наоборот, — к проникновению карбонатной фацции внутрь внешних зон, вплоть до края Свердрупского бассейна.

Образования верхнего ордовика — нижнего девона известны также в системе северного Элсмira, откуда слои ордовика — силура протягиваются на восток в складчатую систему северной Гренландии. В центральной зоне системы северного Элсмira (прогиб Хейзен) они представлены толщей флишоидного переслаивания известковистых песчаников и алевролитов с прослоями граптолитовых сланцев, известняков и конгломератов. Мощность этой сложноскладчатой толщи не установлена, но достигает, по-видимому, нескольких тысяч метров. В северо-западной зоне в районе залива Мак-Клинтон слабоскладчатые слои верхнего ордовика — силура, до 4000 м общей мощности, несогласно налегающие на слои раннеордовикского (?) или докембрийского (?) возраста, представлены известняками и доломитами с несколькими горизонтами терригенных пород и мощной пачкой (вероятно, крупной линзой) основных вулканитов в средней части разреза. В верхней части нижней известняковой свиты имеются линзовидные прослои гипса.

Во всех известных разрезах северо-западной зоны Элсмир, как и в северной Гренландии, возраст наиболее молодых слоев рассматриваемого комплекса датируется ранним силуром. Отложения девонского возраста в его составе, по-видимому, отсутствуют. Возможно, следовательно, что уже на рубеже силура и девона северо-западная зона системы северного Элсмira и складчатая система северной Гренландии были охвачены складчатостью (каледонской) и связанным с ней общим воздыманием. Нижнедевонские отложения в северо-западной зоне обнаружены лишь на северной оконечности о. Аксель-Хейберг, где они представлены мощной (до 6000—7000 м) толщей континентальных красноватых песчаников, конгломератов и алевролитов и в верхней части разреза — основных вулканитов, типа Древнего красного песчаника, сходной с грубообломочными породами верхнего силура — нижнего девона, развитыми по краям свода Бутия. Северная оконечность о. Аксель-Хейберг лежит на продолжении к северу свода Бутия, и возможно, что на рубеже силура и девона это была единая система поднятий,



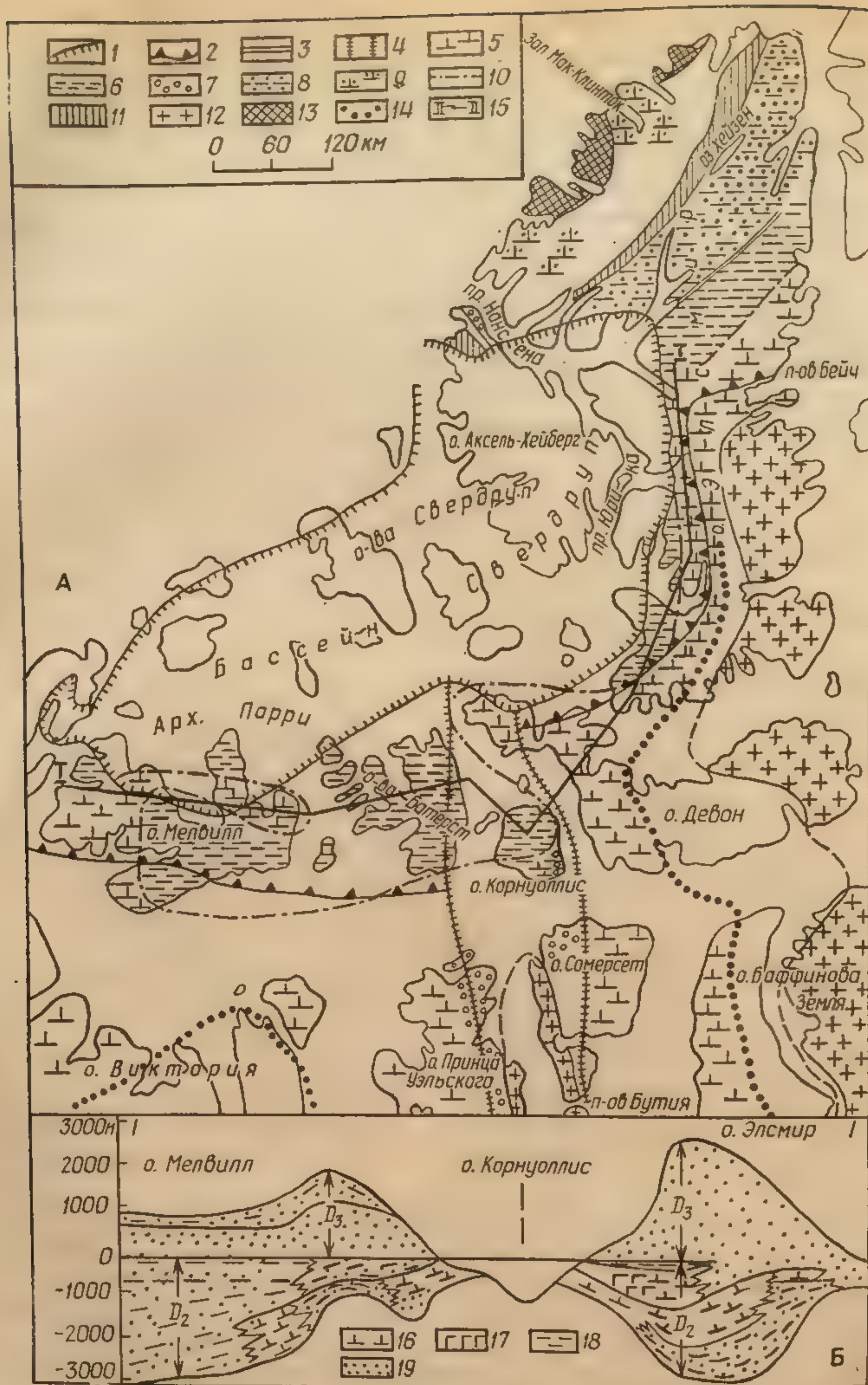


Рис. 55. Нижне-среднепалеозойские образования области Канадского арктического архипелага.

А — распространение и основные типы осадков верхнего ордовика — нижнего девона: 1 — граница Свердрупского бассейна; 2 — внешняя граница геосинклинальной системы Франклина; 3 — граница юго-восточной («многогеосинклинальной»), центральной и северо-западной («эвгеосинклинальной») зон геосинклинальной системы Франклина; 4 — границы свода Бутия; 5—9 — типы отложений верхнего ордовика — нижнего девона: 5 — известняки и доломиты, 6 — граптолитовые сланцы и алевролиты, 7 — конгломераты и песчаники, 8 — песчано-алевритовая флишиодная толща прогиба Хейзен, 9 — известняки, песчаники, вулканиты северо-восточной зоны системы Франклина; 10 — граница алевролитово-сланцевых и карбонатных фаций верхнего ордовика — нижнего девона; 11 — кембрийские (?) образования (свита Земли Гранта) северо-западного борта прогиба Хейзен; 12 — докембрий Канадского щита; 13 — метаморфические образования северо-западного борта прогиба Хейзен; 14 — метаморфические образования северо-восточной зоны системы Франклина; 15 — метаморфические образования северо-восточной зоны системы Франклина.

ро-западн  
Б — фл  
of Canada



центральная часть которой погребена под осадками Свердрупского бассейна. Выявленное поле развития нижнедевонских красноцветных отложений на северной оконечности о. Аксель-Хейберг, возникшее за счет размыва этой гипотетической системы поднятий, вероятно, лишь небольшая часть более обширной квазиплатформенной (орогенной) впадины, скрытой под водами пролива Нансена и прилегающей акватории Северного Ледовитого океана.

Воздымание на рубеже силура и девона свода Бутия и его возможного продолжения на севере о. Аксель-Хейберг, а также складчатость (?) и воздымание северо-восточной части области Франклина (северо-западной зоны системы северного Элсмира и системы северной Гренландии) были началом эпохи активных глыбовых и складчатых деформаций, завершившейся в конце девона складчатостью, получившей название элсмирской.

В результате воздымания свода Бутия и, по-видимому, всей восточной части складчатой области Франклина площадь **средне-позднедевонского** прогибания и осадконакопления на рассматриваемой территории резко сократилась и оказалась «прижатой» к южному и восточному краям Свердрупского бассейна и приуроченной в основном к складчатым зонам Парри и южного Элсмира. В какой мере среднедевонское прогибание и осадконакопление распространились на территорию Свердрупского бассейна, неясно, но возможно, что именно к этому времени относится начальная фаза его развития.

На рубеже раннего и среднего девона изменился также характер формировавшихся осадков. Отложения среднего — верхнего девона в прогибах зоны Парри и южного Элсмира (см. рис. 55, Б) представлены мощной (до 3000—4000 м) толщей морских и континентальных в верхней части, преимущественно терригенных (песчано-алевролитовых) пород, которым в среднедевонской части разреза подчинены значительные пачки известняков и доломитов, местами с залежами гипса и ангидрита, а в верхнедевонской части разреза — прослойки угля. Лишь в основании среднего девона в прогибе южного Элсмира распространены местами красноцветные образования, сходные с красноцветами нижнего девона на севере о. Аксель-Хейберг и окраине свода Бутия.

В конце позднего девона прогибы Парри и южного Элсмира были охвачены складчатостью и общим воздыманием, завершившими геосинклинальный этап развития области Франклина. Отмирание в пределах последней геосинклинального режима растягивается, таким образом, на весь девонский период. Прогибы Парри и южного Элсмира нередко рассматриваются при этом как краевые прогибы гипотетической складчатой системы в области Свердрупского бассейна, продолжающей к юго-западу складчатую систему северного Элсмира. Последнее, однако, весьма проблематично. Система северного Элсмира на западе, в районе пролива Нансена, возможно, замыкалась, а в основании Свердрупского бассейна располагался консолидированный к началу палеозоя жесткий блок земной коры, который в палеозое складчатостью затронут не был. В этом случае природа прогибов Парри и южного Элсмира не будет отвечать представлению о краевых прогибах и будет требовать иного истолкования.

ро-западного побережья о. Элсмир; 14 — граница распространения отложений верхнего ордовика — нижнего девона; 15 — линия фациального профиля. Б — фациальный профиль отложений среднего-верхнего девона системы Франклина («Geology of Canada», 1970, упрощено). Положение профиля показано на рис. А; 16 — известняки и доломиты; 17 — ангидриты, 18 — глинистые сланцы и алевролиты; 19 — песчаники



В начале ордовика в западной — Притихоокеанской — части Кордильерского пояса возникла система геосинклинальных прогибов Инсулярной зоны.

Палеозойские образования **Инсулярной зоны** с наибольшей полнотой вскрыты на островах архипелага Александра (юго-восточная Аляска) в Канадском сегменте Кордильерского пояса. Исследования последних лет показали, что их строение отличается значительной изменчивостью в деталях, но сравнительно просто в целом. В их составе выделяются два крупных комплекса: ордовикско-силурийский и девонско-пермский, каждый из которых отвечает крупному циклу осадконакопления. В первые фазы этих циклов шло формирование терригенных, в значительной мере грубообломочных образований, а во вторые фазы — карбонатных. Эта простая, в общем, картина развития то в одном, то в другом районе периодически нарушалась проявлениями вулканической деятельности, временами достаточно интенсивной.

В основании нижнего — ордовикско-силурийского — комплекса залегает сложно построенная фациально изменчивая преимущественно граувакковая толща, достигающая свыше 3000 м видимой мощности. В ее составе участвуют: а) грубые массивные граувакки и переслаивающиеся с ними слоистые, часто тонкоритмично-слоистые алевролиты; б) конгломераты и осадочные брекчии; в) кварц-полевошпатовые песчаники; г) распределяющиеся по всему разрезу толщи пачки темных слоистых кремнистых пород и кремнистых сланцев с остатками граптолитов; д) спорадически распространенные линзовидные прослои вулканических пород основного состава, достигающие иногда 500—600 м мощности. Вверх по разрезу граувакковая толща, в разных районах на различном стратиграфическом уровне, постепенно, через переслаивание, сменяется известняками, преимущественно органогенно-обломочными. Поскольку смена граувакковой толщи известняковой происходит не везде одновременно, в некотором интервале разреза эти толщи фациально замещают друг друга на площади. В полных разрезах мощность известняковой толщи достигает 2000—3000 м и более. По возрасту граувакковая толща относится к ордовика, поднимаясь местами в ранний силур, известняковая — в основном к силуру.

За формированием ордовикско-силурийского комплекса последовал перерыв в накоплении осадков, сопровождавшийся активными блоковыми (?) движениями и глубоким размывом. В результате последнего на приподнятых блоках силурийские известняки были полностью уничтожены и базальные слои вышележащего комплекса легли на размытую поверхность граувакковой толщи. В отношении характера тектонической деформации слоев ордовикско-силурийского комплекса, как и вышележащих слоев палеозоя, существует значительная неясность. В работах общего характера упоминается обычно об интенсивной складчатости слоев ордовика и силура Инсулярной зоны и о несколько более слабой деформации более молодых слоев палеозоя. В региональных же работах последних лет тектоническая деформация рассматриваемых слоев, включая слои ордовика и силура, изображается большей частью простой, иногда даже весьма простой.

В основании девонско-пермского комплекса залегает вторая мощная (до 2000 м и более) грубообломочная толща ранне-среднедевонского возраста, существенно отличающаяся, однако, по своему характеру от граувакковой толщи ордовика. Основным ее компонентом являются разнотерригенные, нередко косослоистые красноватые песчаники и конг-



ломераты частично морского, частично континентального происхождения (с остатками наземных растений). Местами им подчинены линзы вулканических пород основного состава. В некоторых районах верхняя часть описываемой толщи сложена породами грауваккового состава, сходными с граувакками ордовика. Вверх по разрезу грубообломочная толща нижнего-среднего девона также через переслаивание и фациальное замещение сменяется в основном известняковой толщей среднего девона — перми, достигающей 1000—1200 м общей мощности. Местами преимущественно органогенно-обломочные известняки среднего девона — перми фациально замещаются известковистыми сланцами и песчаниками; местами известняки прослоены толщами вулканических пород основного состава, наиболее широко распространенными в нижне-пермско-триасовой части разреза.

На северо-запад палеозойские отложения Инсулярной зоны протягиваются, по-видимому, в Аляскинский хребет, а на юго-восток — до о. Ванкувер, где они представлены мощным (до 10 000—12 000 м) комплексом в целом согласно залегающих слоев граувакк, глинистых сланцев, песчаников, отчасти также известняков и вулканических пород нижней части группы Ванкувер ордовикско-среднеюрского возраста. Палеозойская часть этого комплекса, как и в районе архипелага Александра, венчается мощной (до 6000 м) толщей спилитизированных базальтов позднепермско-триасового возраста. Южнее, уже в пределах **Невадского сегмента**, палеозойские отложения выступают в горах Клатмат и в северо-западной части хр. Сьерра-Невада, где они существенно отличны от палеозоя архипелага Александра. Палеозойские отложения гор Клатмат и Сьерра-Невады сложно дислоцированы, метаморфизованы и бедны органическими остатками, в связи с чем последовательность их формирования устанавливается с большими трудностями. Наиболее древние палеонтологически датированные слои относятся здесь к силуру, возможно к верхнему ордовика. На северо-западе Сьерра-Невады палеозойские образования границей перерыва, размыва и тектонического несогласия, проходящей в основании миссисипия, разделяются на два комплекса: силурийско-девонский и миссисипско-пермский (группа Калаверас). В горах Клатмат аналогичной границы не устанавливается, и, по-видимому, слои девона и миссисипия связаны здесь непрерывным переходом. Домиссисипские образования Сьерра-Невады и гор Клатмат представлены мощной, возможно свыше 10 000 м, толщей преимущественно тонкозернистых терригенных (филлиты, глинистые сланцы, алевролиты, реже песчаники и кварциты), кремнистых и вулканогенных пород, лишь с отдельными пластами и линзами известняков. Ни мощных грубообломочных, ни мощных карбонатных толщ, характерных для палеозоя архипелага Александра, здесь не отмечается.

Сходный терригенно-вулканогенный характер имеют в области гор Клатмат и Сьерра-Невады слои верхнего палеозоя. Но в их составе, особенно в пенсильванско-пермской части разреза, возрастает роль вулканогенных образований, преимущественно основного и среднего состава, а среди терригенных пород — роль грубообломочных накоплений (песчаников и конгломератов). Несколько увеличивается также в верхней части данных образований роль прослоев и линз известняков.

#### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (МИССИСИПИЙ — ПЕНСИЛЬВАНИЙ — ПЕРМЬ)

Позднепалеозойский этап начинается широкой трансгрессией миссисипского моря, которой в окаймляющих платформу на западе и севе-



ре складчатых поясах предшествовали складчатость и связанное с ней общее воздымание, а на территории платформы — широко распространенный перерыв в накоплении осадков. Предпозднепалеозойская складчатость не везде развивалась одновременно: в складчатой области Франклина она проявилась в конце девона (элсмирская складчатость); одновременно с последней или несколько позже, в начале миссисипия (складчатость Карибу), — в Канадском и еще позже, в середине миссисипия (складчатость Антлер), — в Невадском сегменте Кордильерского пояса. Предпозднепалеозойская складчатость привела к активизации развития на ряде участков упомянутых складчатых поясов (Свердрупский бассейн, зона Колумбийского междугорья, зона гор Кла-мат — Сьерра-Невады Кордильерского пояса). Для них в связи с этим поздний палеозой — это уже начальный этап позднепалеозойско-мезокайнозойского мегаэтапа (мегацикла) развития. Но на развитии платформы предпозднепалеозойская складчатость заметным образом не отразилась. В ее пределах трансгрессия, которая последовала за предмиссисипским или раннемиссисипским перерывом, была одной из наиболее крупных в палеозое — подобной трансгрессиям позднего кембрия — раннего ордовика и среднего ордовика.

Миссисипская трансгрессия развивалась, по-видимому, в условиях значительной сглаженности как структурных форм, так и форм рельефа. В сходных условиях протекала на большей части платформы и сменявшая миссисипскую трансгрессию пенсильванская регрессия. Но на юго-западе платформы эпоха последней отмечена интенсивными перемещениями отдельных блоков, которые привели к возникновению ряда поднятий и интенсивно погружавшихся впадин. В позднем пенсильвании — ранней перми в ряде внутриплатформенных прогибов юго-западной части платформы (системы Вичита и др.), местами также в Кордильерском поясе получает развитие складчатость (аппалачская). С ее завершением для восточной половины Северо-Американской платформы наступает длительная эпоха воздымания и денудации. Осадконакопление здесь полностью и надолго прекращается. Но на западной и северной окраинах материка — во внутренних зонах Кордильерского пояса и в области Франклина (Свердрупский бассейн) — морские пермские образования входят в состав непрерывных верхнепалеозойско-нижнемезозойских серий. В промежуточной области — на западе Миссисипской плиты, в области Великих равнин, в пределах Колорадско-Мексиканской параплатформы, во внешних зонах Кордильерского пояса — за эпохой аппалачской складчатости и связанного с ней воздымания и денудации вновь наступило погружение, вызвавшее новую, пришедшую с запада раннепермскую трансгрессию, отложения которой начинаются обычно слоями яруса леонардиен американской схемы (см. гл. II, табл. 1), залегающими несогласно на более древних толщах палеозоя.

### Кордильерский пояс и плита Великих равнин

В Западных Кордильерах (Инсулярная зона) в раннем и позднем палеозое развитие протекало, как мы видели, непрерывно и однотипно. Но в Центральных и Восточных Кордильерах рубеж раннего и позднего миссисипия отмечен рядом важных событий, совокупность которых вызвала резкий перелом в ходе развития данной части Кордильерского пояса. В начале миссисипия зона Колумбийского междугорья Канадского сегмента и ее продолжение в Невадском сегменте, игравшие с конца позднего протерозоя (с эпохи Уиндермир) роль устойчивого при-



поднятого срединного массива, подверглись раздроблению и в их пределах возникла система интенсивно погружавшихся и столь же интенсивно воздымавшихся блоков — прогибов и поднятий. Раздробление вызвало развитие вулканической деятельности и накопление в прогибах наряду с различными осадочными породами значительных масс вулканических образований.

В Канадском сегменте Кордильерского пояса предвестником позднепалеозойского раздробления зоны Колумбийского междугорья было появление в верхнем девоне в северной части смежной с ней зоны Оминекы грубых терригенных образований (песчаников, конгломератов), источником обломочного материала которых должна была служить расположенная в зоне Колумбийского междугорья «Западная суша». Поскольку до позднего девона эта суша в данном отношении не проявлялась, следует думать, что лишь на рубеже среднего и позднего девона в ее пределах возникли высоко приподнятые начавшие интенсивно размываться участки. Вызвавшие их появление глыбовые движения активизировались в начале миссисипия и привели к возникновению не только поднятий, но и заполнявшихся осадками прогибов и одновременно к широкому развитию вулканической деятельности. В дальнейшем, распространяясь на все большую площадь, они охватили к началу перми всю зону Колумбийского междугорья.

В начале миссисипия, одновременно с активизацией глыбовых движений в зоне Колумбийского междугорья, в зоне Оминекы имели место складчатость и воздымание, в результате которых слои нижнего миссисипия оказались залегающими в пределах данной зоны или по ее краям трансгрессивно и несогласно на более древних толщах палеозоя. Наиболее сильно раннемиссисипская складчатость проявилась в южной части зоны Оминекы, где она сопровождалась метаморфизмом домиссисипских пород, хотя интрузивные образования соответствующего возраста здесь на поверхность не выступают и лишь предполагаются на глубине. Поднятие, возникшее в южной части зоны Оминекы, было устойчивым и привело к обособлению в позднем палеозое внутренней (зоны Колумбийского междугорья) и внешней (зоны Скалистых гор) областей осадконакопления, последняя из которых составляла одно целое с бассейном канадской части плиты Великих равнин. Севернее, в расширенной части зоны Скалистых гор (горы Маккензи и Селуин), верхнепалеозойские отложения неизвестны, за исключением юго-западной окраины зоны, где они имеют состав, свойственный уже внутренней области пояса.

Верхнепалеозойские образования внутренней области представлены известняками, глинистыми сланцами, ленточно-слоистыми кремнистыми породами, зеленокаменноизмененными вулканическими породами основного и среднего состава и в меньшей мере песчаниками и конгломератами, до 5000—6000 м общей мощности. Подобный вулканогенно-осадочный характер имеют здесь отложения нижнего и среднего триаса, согласно залегающие на слоях верхнего палеозоя. С основными вулканами данного комплекса часто ассоциируются мелкие тела гипербазитов, вытянутые обычно цепочками вдоль крупных разломов. На рубеже среднего и позднего триаса слои верхнего палеозоя и нижнего-среднего триаса, заполнившие прогибы внутренней области, были охвачены складчатостью и в дальнейшем, после кратковременной эпохи поднятия и денудации, трансгрессивно перекрыты более спокойно залегающими слоями верхнего триаса.

Таким образом, в зоне Колумбийского междугорья четко выражен позднепалеозойско-среднетриасовый геосинклинальный цикл, отвечаю-



ший по времени эпохе развития герцинской складчатости, протекавший в условиях сильного раздробления и вызванной этим раздроблением интенсивной вулканической деятельности. В заключительную фазу данного геосинклинального цикла осадочно-вулканогенное выполнение отдельных, вероятно узких, прогибов было сдавлено и смято в складки.

Во внешней области — в зоне Скалистых гор и на примыкающей к ней части плиты Великих равнин — отложения миссисипия согласно, местами даже без перерыва залегают на слоях верхнего девона. Но обычно на начало миссисипия здесь также приходится перерыв в накоплении осадков и миссисипий начинается лишь слоями яруса осейджен американской шкалы. На западе, у границы с зоной Оминека, слои этого яруса залегают несогласно на различных горизонтах нижнего и среднего палеозоя. Во внешней области слои миссисипия и пенсильвания образуют непрерывные серии, формирование которых отделялось от времени накопления нижнепермских осадков региональным перерывом. В эпоху этого перерыва слои миссисипия и пенсильвания были разбиты сбросами, приподняты и подверглись значительному размыву, которым пенсильванские слои были почти повсеместно уничтожены, сохранившись от размыва только в наиболее погруженных участках рассматриваемой области.

Наибольшей мощности (до 1500—2000 м) и стратиграфической полноты разреза верхний палеозой достигает в осевой части прогиба Скалистых гор. К востоку как мощность, так и полнота разреза уменьшаются, в значительной мере в результате предпермского размыва. На западе миссисипий и пенсильваний слагаются тонкозернистыми терригенными породами — алевролитами, глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками, — которые имеют местами континентальное происхождение и включают прослой угля. К востоку эти терригенные образования замещаются известняками с включениями кремня. Трансгрессивно залегающие отложения нижней перми сложены известковистыми песчаниками и известняками с пачками слоистых кремнистых пород и желваками кремня.

Узкая, в пределах Канады полоса верхнепалеозойских отложений вблизи границы Канады и США сильно расширяется, распространяясь на область бассейна Виллистон. В пределах последнего развиты главным образом слои миссисипия, до 800—1000 м общей мощности, имеющие в их нижней части в основном терригенный (алевролиты, аргиллиты), а в верхней — карбонатный состав. Верхней части миссисипия здесь подчинены крупные линзы гипса и ангидрита.

В Невадском сегменте Кордильерского пояса картина развития позднепалеозойской складчатости наиболее четко проявляется в зоне Антлер, являющейся южным продолжением зоны Оминека Канадского сегмента. Складчатость, сопровождающаяся пологими надвигами (с запада на восток) с амплитудой горизонтального перемещения в несколько десятков километров, проявлялась здесь многократно, начиная с предмиссисипского времени и до конца пенсильвания. Небольшие подвижки продолжались и в дальнейшем, в мезозое и даже в кайнозое. Развитию складчатости и надвигов сопутствовало воздымание осевой части зоны Антлер, размыв слагающих последнюю слоев и надвинутых на нее покровов и накопление по ее краям, в основном вдоль ее восточного края, продуктов этого размыва, представленных мощными толщами грубообломочных пород (рис. 56). Но несмотря на более интенсивную складчатость и более резкое воздымание по сравнению с зоной Оминека, метаморфизма, связанного с этой складчатостью, равно как и интрузивной деятельности, в зоне Антлер не отмечается.



На восточном краю поднятия Антлер накопление грубообломочных образований началось в позднем миссисипии (в визейское время) и продолжалось до позднего пенсильвания; на западном краю — лишь в пенсильвании и в гораздо меньшем объеме. Несмотря на значительную мощность этих грубообломочных толщ, их накопление имело местный характер. В зоне Юрика, в нескольких десятках километров к востоку от осевой части поднятия, конгломераты и песчаники начинают фациально замещаться алевролитами, глинистыми сланцами и известня-

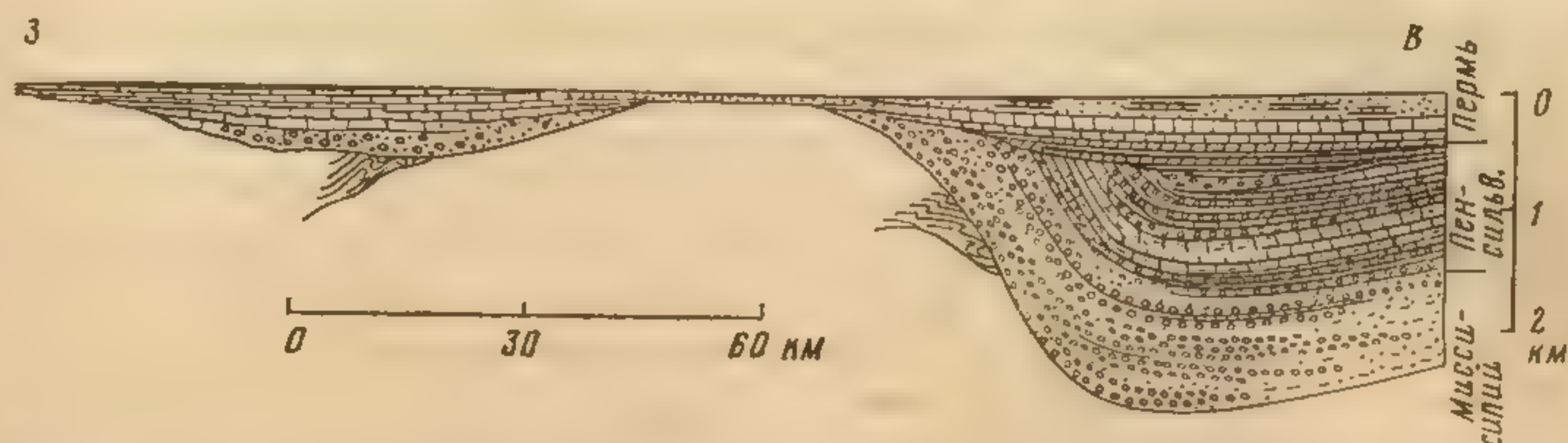


Рис. 56. Литолого-стратиграфический профиль через осевую часть зоны Антлер, показывающий накопление каменноугольных отложений в прогибах, разделенных поднятием, являющимся источником обломочного материала. По М. Kay, E. H. Colbert, 1965

ками, и вскоре весь разрез миссисипия и пенсильвания приобретает глинисто-карбонатный, а еще далее к востоку, у юго-восточного края зоны Юрика, — преимущественно карбонатный состав. Аналогичные изменения, еще более быстрые, наблюдаются в слоях пенсильвания к западу от поднятия Антлер. В конце пенсильвания новый параксизм складчатости охватывает также миссисипско-пенсильванские слои, которые, после непродолжительной эпохи поднятия и размыва, несогласно и трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего пенсильвания — нижней перми. В составе последних грубый обломочный материал отсутствует, и, по-видимому, они отлагались уже на значительно выровненной поверхности.

Горно-складчатое сооружение, возникшее в начале миссисипия в осевой части зоны Антлер, в южную часть Невадского сегмента, вероятно, не протягивалось. В пересечении зоны Юрика по линии Лас-Вегас — хр. Иньо слои миссисипия, пенсильвания и перми везде слагаются карбонатными породами, и следов обломочного материала с поднятия Антлер в их составе не обнаруживается.

В тектонических покровах в зоне Антлер помимо описанных выше отложений верхнего палеозоя известны также одновозрастные с ними образования иного типа, тектонически перемещенные из более западных районов Кордильерского пояса. Это мощные (до 6000—7000 м) терригенно-вулканогенные толщи, состоящие из измененных эффузивов основного, среднего и кислого состава, вулканическими туфами, а также песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и небольшими телами (прослоями, линзами) известняков. Сходные образования верхнего палеозоя, несогласно залегающие на домиссисипских слоях, распространены в северо-западной части хр. Сьерра-Невада, где они слагают группу Калаверас, и в северо-западном углу Большого Бассейна. Эти терригенно-вулканогенные толщи (группа Калаверас и ее аналоги) распространены в Невадском сегменте в пределах территории, лежащей на продолжении к югу зоны Колумбийского междугорья, и их формирование отражает, по-видимому, тот же процесс раздробления, который в более отчетливой форме проявился в канадской части по-



ную мощность этих грубообломочных толщ, их накопление имело место от осевой части поднятия, конгломераты и песчаники начинают фациально замещаться алевролитами, глинистыми сланцами и известня-

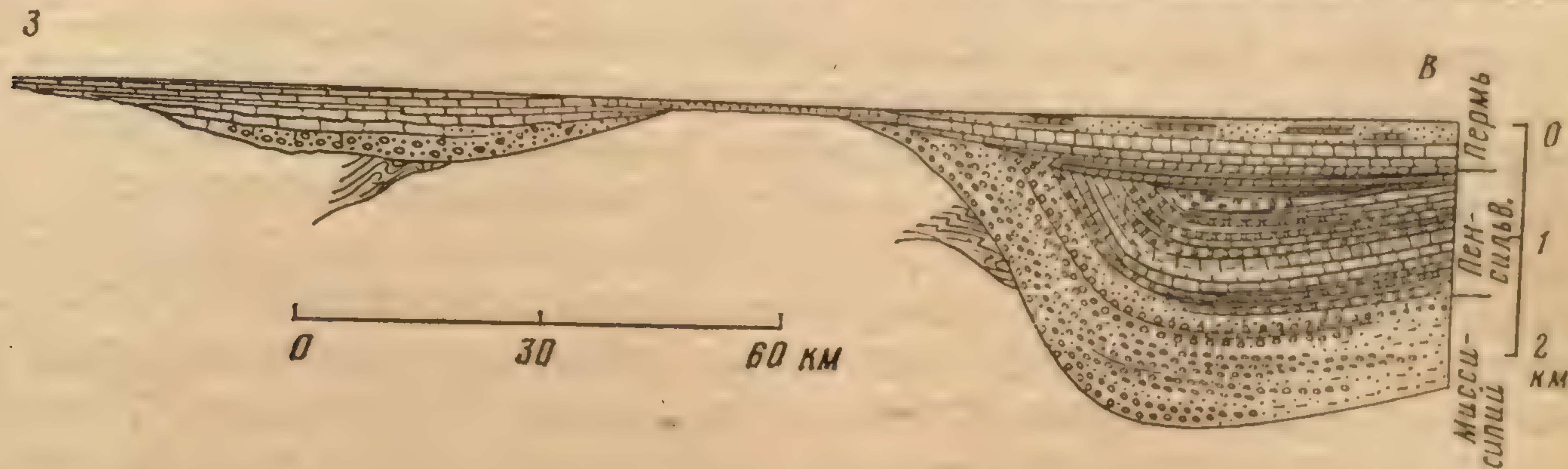


Рис. 56. Литолого-стратиграфический профиль через осевую часть зоны Антлер, показывающий накопление каменноугольных отложений в прогибах, разделенных поднятием, являющимся источником обломочного материала. По М. Kay, E. H. Colbert, 1965

ками, и вскоре весь разрез миссисипия и пенсильвания приобретает глинисто-карбонатный, а еще далее к востоку, у юго-восточного края зоны Юрика, — преимущественно карбонатный состав. Аналогичные изменения, еще более быстрые, наблюдаются в слоях пенсильвания к западу от поднятия Антлер. В конце пенсильвания новый параксизм складчатости охватывает также миссисипско-пенсильванские слои, которые, после непродолжительной эпохи поднятия и размыва, несогласно и трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего пенсильвания. В составе последних грубый обломочный мате-



следней. Но в отличие от зоны Колумбийского междугорья в области ее южного (невадского) продолжения слои триаса отделены от верхнепалеозойских слоев несогласием и образуют самостоятельный комплекс геосинклинальных образований, включающий отложения всего триаса и нижней юры. Складчатости и перерыва на рубеже среднего и позднего триаса здесь не отмечается.

### Геоблок северной Аляски

В северной Аляске в складчатой системе хр. Брукса отложения верхнего палеозоя пользуются широким распространением. В их составе выделяются два комплекса: нижний — в основном карбонатный, миссисипско-раннепенсильванского возраста и верхний — кремнисто-карбонатно-терригенный, пермского возраста. Первый из них отвечает каменноугольно-нижнепермскому, второй — верхнепермскому интервалам разреза бассейна Свердруп. Некоторое различие в возрастной датировке аналогичных комплексов этих двух регионов связано, возможно, с ее неточностью, частично — с допозднепермским размывом верхней (верхнепенсильванско-нижнепермской) части нижнего комплекса северной Аляски.

На востоке хр. Брукса отложения миссисипия залегают трансгрессивно на девонских слоях, а в горах Румянцева — на слоях нижнепалеозойско-докембрийской формации Неруокпук. В основании миссисипия здесь располагается толща конгломератов Кекиктук, сменяющихся выше по разрезу сланцами Каяк (рис. 57). В центральной и западной частях хр. Брукса миссисипий начинается сланцами Каяк — темными песчанистыми сланцами с прослоями известняка и песчаника и тонкими линзовидными прослоями угля. Нижние слои сланцев Каяк

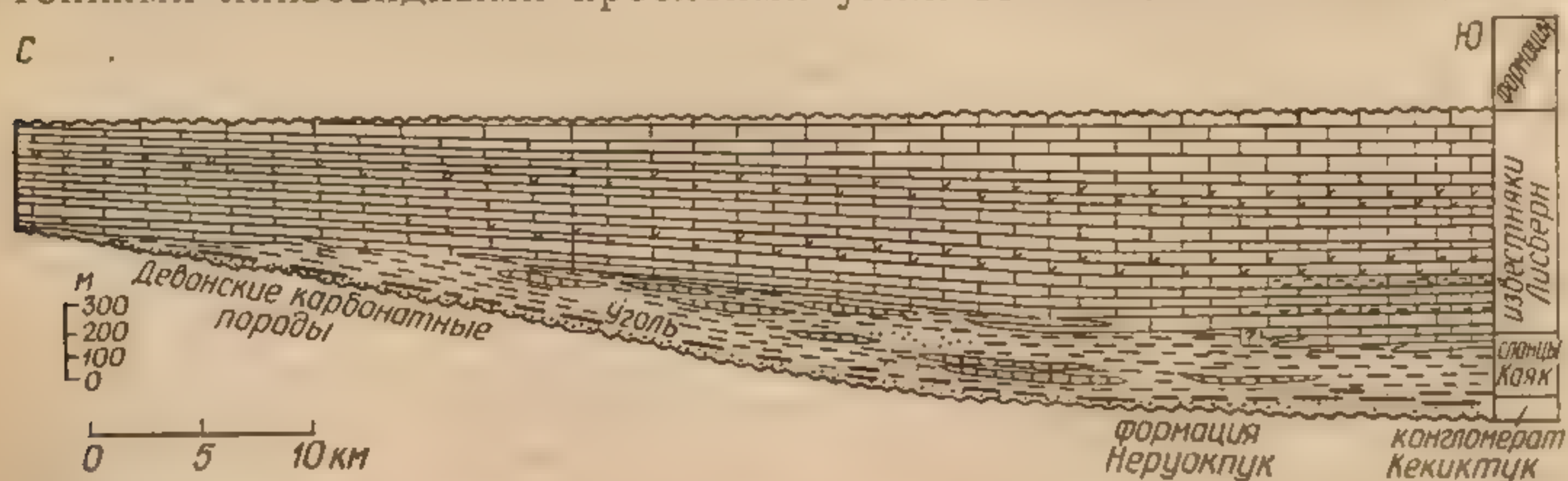


Рис. 57. Фациальный профиль каменноугольных отложений хр. Брукса. По Wood, Armstrong, 1975

фациально замещаются конгломератами Кекиктук и без перерыва (?) налегают на конгломераты Кананут верхнего девона. Вверх по разрезу сланцы Каяк постепенно сменяются мощной (до 1000 м и более) толщей известняков Лисберн — наиболее постоянного и характерного члена разреза верхнего палеозоя северной Аляски.

Известняки группы Лисберн согласно, но с региональным размывом кроются слоями пермско-триасовой группы Садлрочит. Последняя в ее пермской части слагается толщей известковистых алевролитов, песчанистых известняков, песчаников и слоистых кремнистых пород, образовавшихся за счет спикул кремневых губок и скорлупок радиолярий, общей мощностью до 200—300 м.

Для терригенных пород нижнего миссисипия (конгломераты Кекиктук, сланцы Каяк) северной Аляски, как и для сходных пород верхнего девона (конгломератов Кананут), принимается обычно северный источник обломочного материала. Не исключено, однако, что этот об-



палеозойско-докембрийской формации Неруокпук. В основании миссисипия здесь располагается толща конгломератов Кекиктук, сменяющихся выше по разрезу сланцами Каяк (рис. 57). В центральной и западной частях хр. Брукса миссисипий начинается сланцами Каяк — темными песчанистыми сланцами с прослоями известняка и песчаника и тонкими линзовидными прослоями угля. Нижние слои сланцев Каяк

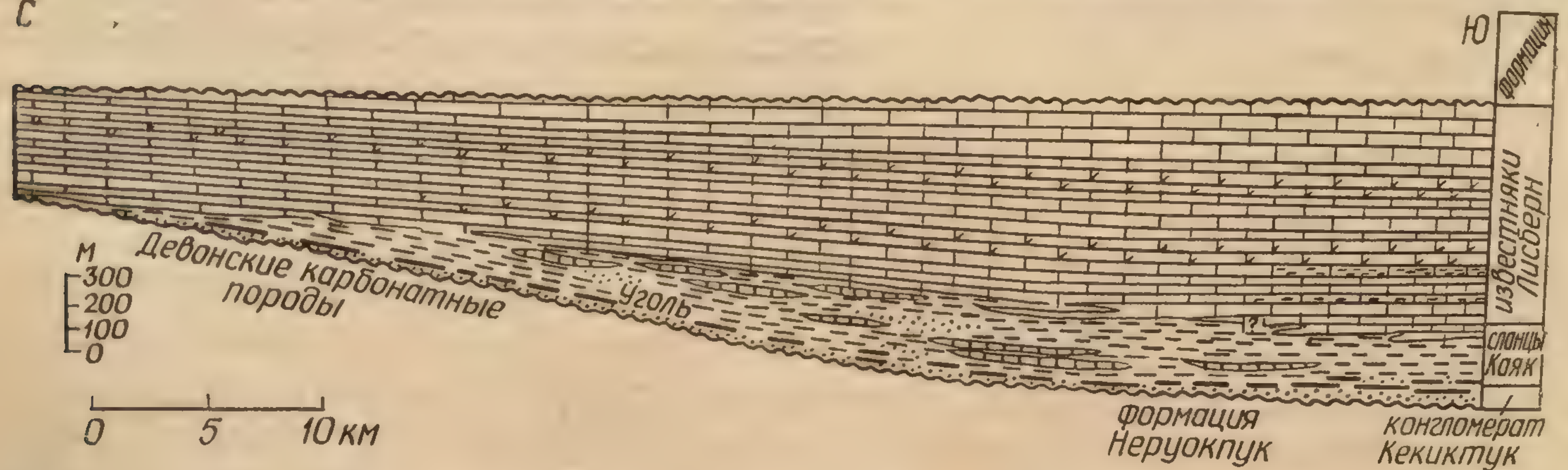


Рис. 57. Фациальный профиль каменноугольных отложений хр. Брукса. По Wood, Armstrong, 1975

фациально замещаются конгломератами Кекиктук и без перерыва (?) налегают на конгломераты Канайут верхнего девона. Вверх по разрезу сланцы Каяк постепенно сменяются мощной (до 1000 м и более) толщей известняков Лисберн — наиболее постоянного и характерного члена разреза верхнего палеозоя северной Аляски.

Известняки группы Лисберн согласно, но с региональным размы-вом кроются слоями пермско-триасовой группы Садлрочит. Последняя в ее пермской части слагается толщей известковистых алевролитов, пес-чанистых известняков, песчаников и слоистых кремнистых пород, обра-



ломочный материал приносился с юга, со стороны Юконского срединного массива, испытавшего, возможно, в эпоху позднего девона — раннего миссисипия значительное воздымание.

### Миссисипская плита и Колорадско-Мексиканская параплатформа

Отложения верхнего палеозоя распространены на всей площади Миссисипской плиты, от Кордильерского пояса на западе до Аппалачского пояса на востоке. Именно здесь наиболее четко обособлены миссисипская — трансгрессивная, пенсильванская — регрессивная и пермская — трансгрессивно-регрессивная на западе и континентальная на востоке стадии позднепалеозойского развития Северо-Американского материка.

На миссисипской стадии общий структурный план, определявшиеся им черты палеогеографии (распределения суши и моря) и общий тип формировавшихся осадков сохраняли еще на рассматриваемой территории «палеозойский» характер. Слои миссисипия, несмотря на четко выраженное трансгрессивное залегание, почти везде с основания сложены известняками, часто кремнистыми, с прослоями кремней, от нескольких десятков метров мощности на поднятиях до 1000—1500 м в некоторых прогибах. Терригенные образования, формировавшиеся за счет размыва поднятий в зоне Антлер, быстро, как мы видели, фаціаль-

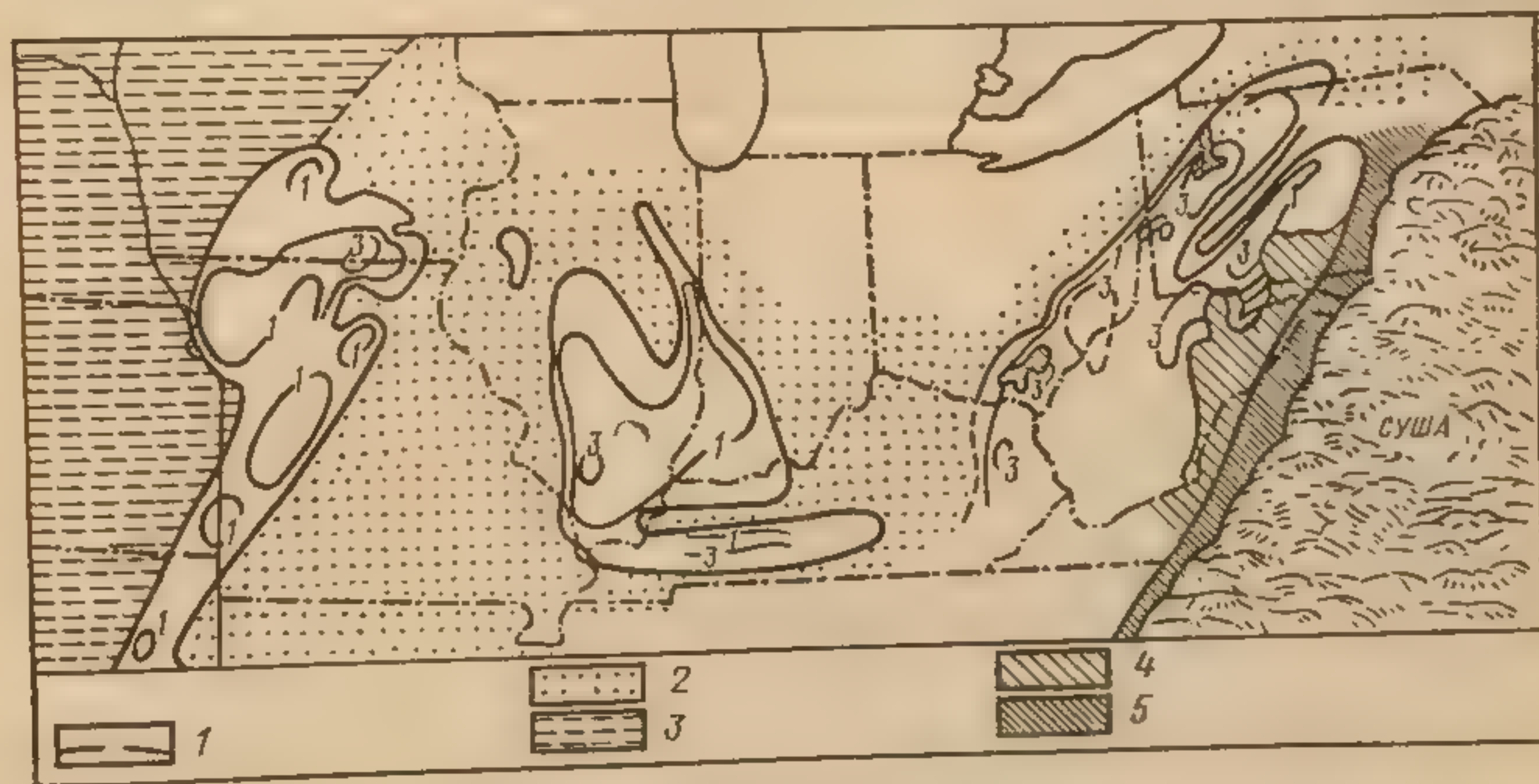


Рис. 58. Палеогеографическая карта территории Миссисипской плиты для пенсильванского времени. По М. Кау, Е. Н. Colbert, 1965:  
1 — участки распространения угленосных отложений прибрежно-болотного происхождения (цифры — мощность, км); 2 — низкая равнина; 3 — море; 4 — дельта; 5 — зона переслаивания болотных и дельтовых отложений

но замещаются к востоку карбонатными. Влияние поднятий в центральной части Аппалачско-Уачитского пояса, как и в раннем палеозое, сказалось на осадконакоплении в Преаппалачском прогибе, но за его пределы также не распространялось. Наиболее далеким был разнос обломочного материала со стороны Уачитско-Алабамской части пояса к северу, приносившегося с воздымавшейся южнее суши (Льянории). Глинистые осадки периодически проникали в южную часть области Мидконтинента, фациально замещаясь дальше к северу обычными для данной области известняками миссисипия.

На пенсильванской стадии отчетливо проявляется оттеснение морского бассейна к западу, в пределы Канзасско-Техасского сегмента Миссисипской плиты. Расположенная восточнее область Мидконтинента и Преаппалачского прогиба представляла собой в пенсильвании огром-



нескольких десятков метров мощности на поднятиях до 1000—1500 м в некоторых прогибах. Терригенные образования, формировавшиеся за счет размыва поднятий в зоне Антлер, быстро, как мы видели, фаціаль-

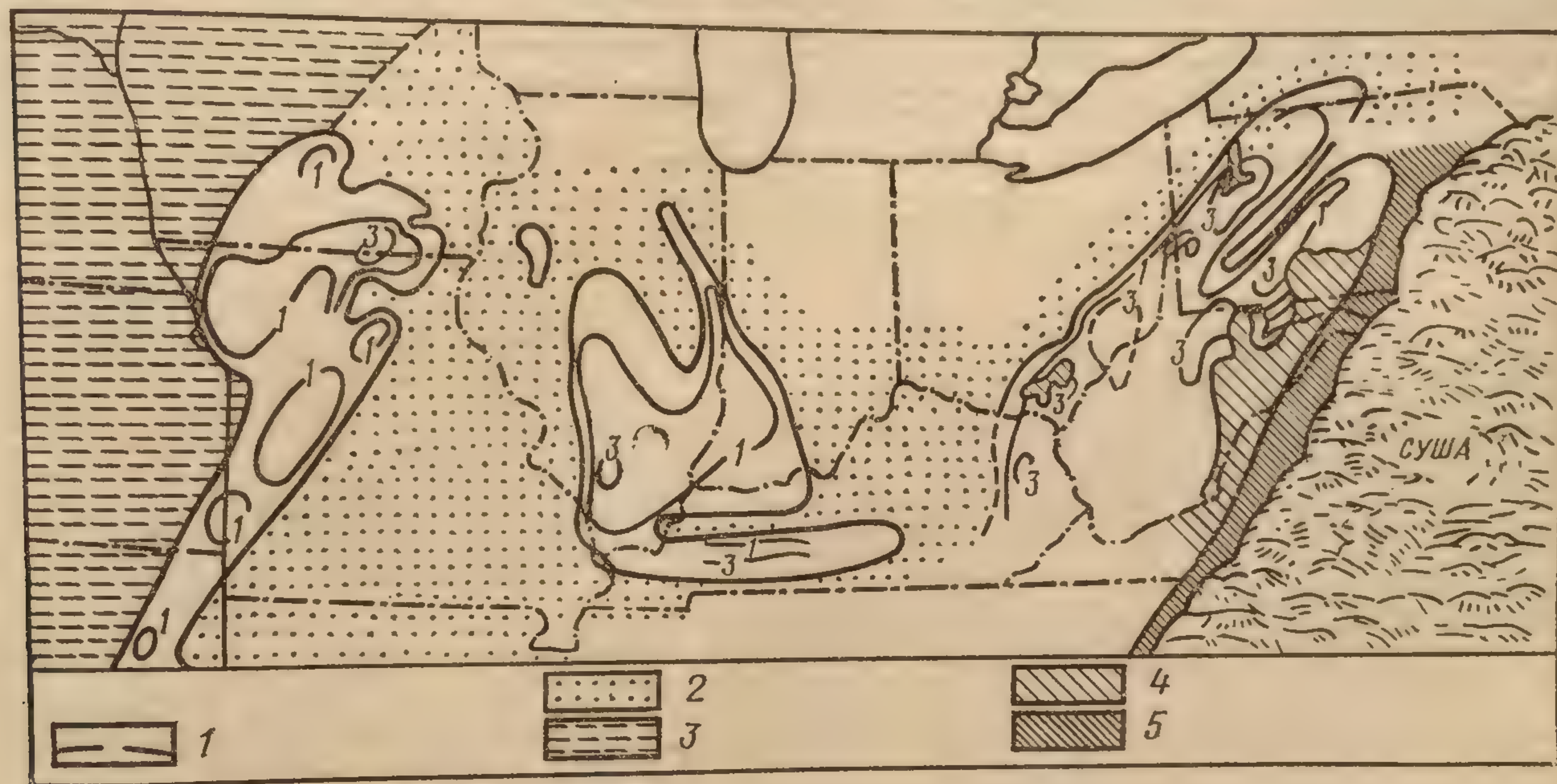


Рис. 58. Палеогеографическая карта территории Миссисипской плиты для пенсильванского времени. По М. Кау, Е. Н. Colbert, 1965:

1 — участки распространения угленосных отложений прибрежно-болотного происхождения (цифры — мощность, км); 2 — низкая равнина; 3 — море; 4 — дельта; 5 — зона переслаивания болотных и дельтовых отложений

но замещаются к востоку карбонатными. Влияние поднятий в центральной части Аппалачско-Уачитского пояса, как и в раннем палеозое, сказалось на осадконакоплении в Преаппалачском прогибе, но за его пределы также не распространялось. Наиболее далеким был разнос обломочного материала со стороны Уачитско-Алабамской части пояса к



ную низменную равнину, периодически заливавшуюся водами моря, ограниченную на востоке Аппалачской сушей (рис. 58). Отложения, формировавшиеся в пределах этой равнины, сохранились только в наиболее прогибающихся ее участках, покрывавшихся в эпохи отступления моря торфяными болотами, в которых шло образование слоев угля. В настоящее время эти участки представлены каменноугольными бассейнами — Мичиганским, Иллинойским, Форест-Сити. Осадконакопление имело в них циклический характер и именно здесь (в Иллинойском бассейне) в 30-х годах нашего века были выявлены особенности строения и условий формирования циклически построенных угленосных толщ. В отличие от Аппалачского бассейна, где цикличность пенсильванских отложений выражена грубо и не вполне ясно, в более западных бассейнах, более удаленных от основного (аппалачского) источника сноса, повторяемость в разрезе однотипно построенных пачек слоев — циклотем, заключающих в качестве основного элемента пласт угля, выражена отчетливо. Всего в пенсильвании упомянутых бассейнов насчитывается до 80 циклотем, средняя мощность которых составляет около 10 м.

«Идеальная» циклотема Иллинойского бассейна складывается из нижней — преимущественно неморской половины (гемициклотемы), начинающейся слоем песчаника, залегающего обычно с размывом на слоях предыдущей циклотемы, и венчающейся пластом угля, и верхней — преимущественно морской половины. Подобная «идеальная» последовательность наблюдается, однако, редко, и строение и мощность циклотем от района к району сильно меняются. С запада на восток в составе последних роль известняков и других морских компонентов уменьшается, роль же песчано-глинистых преимущественно континентальных слоев возрастает (рис. 59). При этом отдельные слои извест-

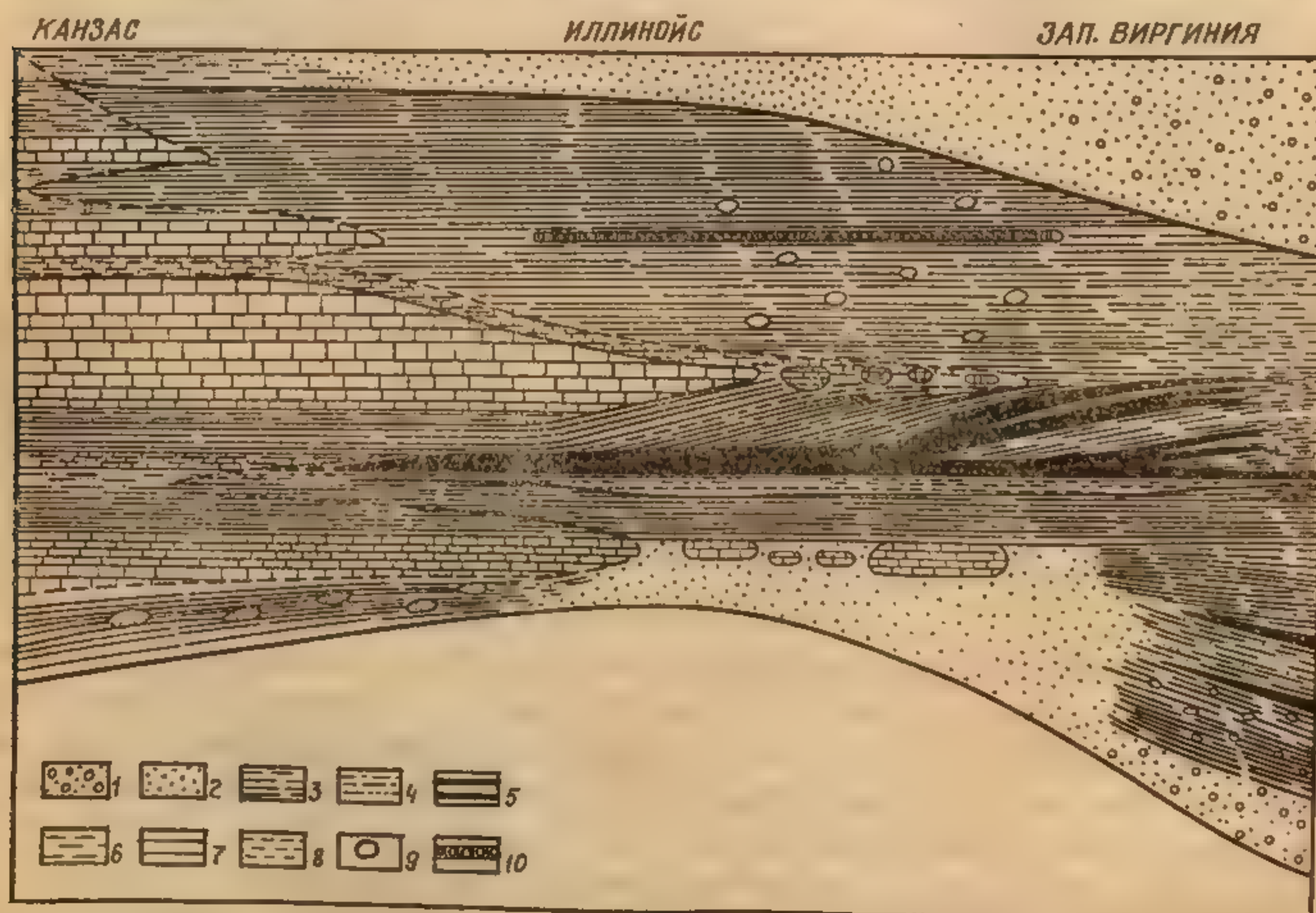


Рис. 59. Идеализированный профиль, показывающий изменение литологического состава пенсильванской циклотемы между Канзасом, где слои в значительной степени морские, и Западной Виргинией, где они полностью не морские. По Н. R. Waulles, 1950:

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глины, 4 — песчаные глины, 5 — прослои углей, 6' — глинистые известняки, 7 — известняки, 8 — глины, образующие подошву угольной залежи («underclay»), 9 — конкреции, 10 — осадочный железняк



уменьшается, роль же песчано-глинистых преимущественно континен-  
тальных слоев возрастает (рис. 59). При этом отдельные слои извест-

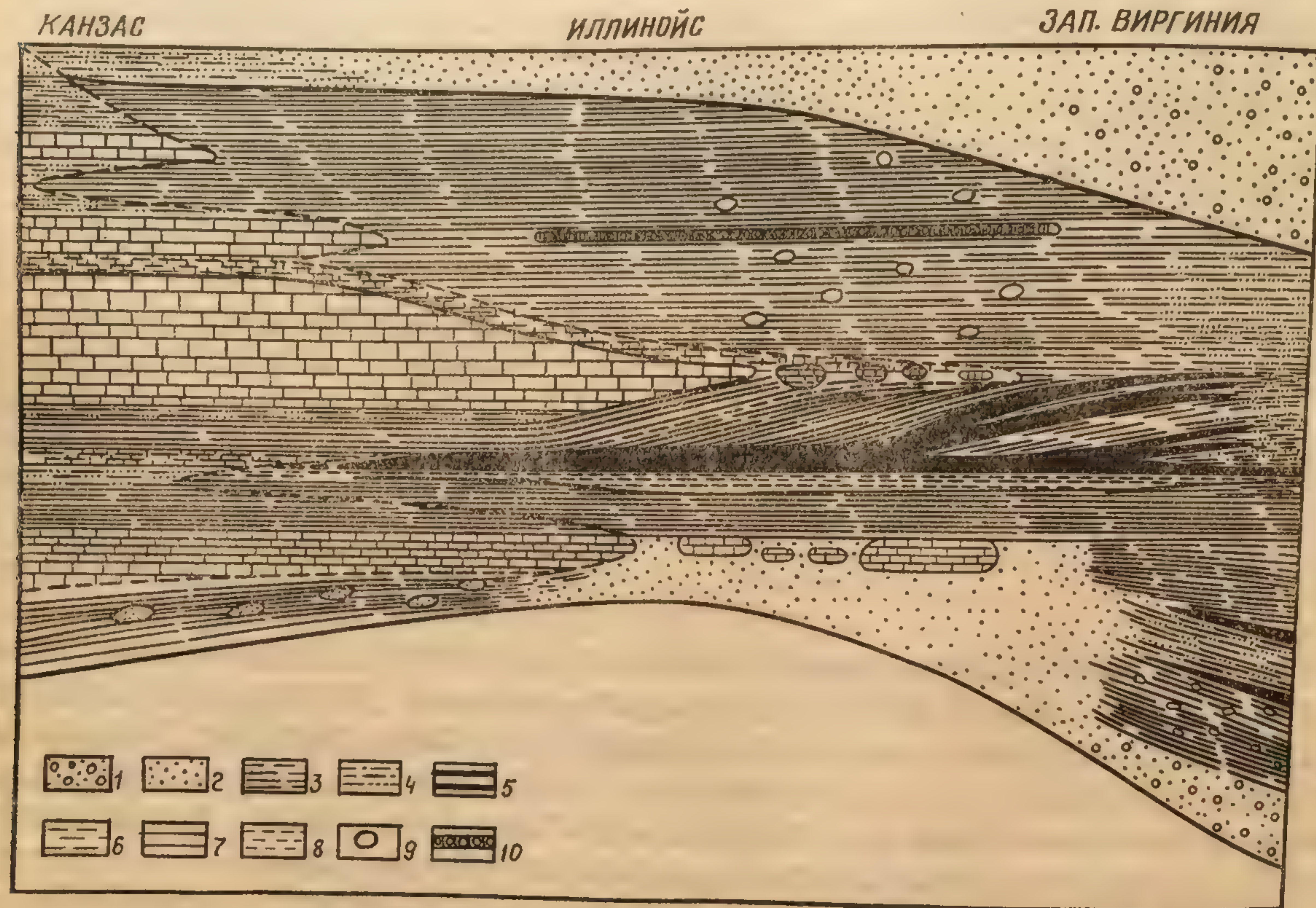


Рис. 59. Идеализированный профиль, показывающий изменение литологического состава пенсильванской циклотемы между Канзасом, где слои в значительной степени морские, и Западной Виргинией, где они полностью не морские. По Н. R. Wauless, 1950:

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глины, 4 — песчанистые глины, 5 — прослои углей, 6 — глинистые известняки, 7 — известняки, 8 — глины, образующие подошву угольной залежи («underclay»), 9 — конкреции, 10 — осадочный железняк



няка (морские), отчасти также угля поразительно выдержанны и прослеживаются с запада на восток на сотни километров.

Распространение угленосных отложений пенсильвания ограничивалось с запада сводом Немаха и его продолжением к югу от складчатой системы Вичита — сводом Бенд (см. рис. 58). К западу от сводов Немаха и Бенд пенсильванские отложения приобретают преимущественно морской, но весьма пестрый по составу и мощности характер. В пенсильвании северная часть Колорадско-Мексиканской параплатформы (область современных Южных Скалистых гор и плато Колорадо), отчасти также южная (техасская) часть Канзасско-Техасского сегмента Миссисипской плиты стали ареной интенсивных тектонических движений, которые привели к складчатости в прогибах системы Вичита и к возникновению системы воздымавшихся и погружавшихся блоков и соответственно поднятий и бассейнов. Поднятия были районами активной денудации. По их краям формировались мощные шлейфы обломочных пород, которые по мере удаления от поднятий фациально замещались маломощными известняками и доломитами. В некоторых из этих бассейнов сформировались толщи галогенных образований, которые как бы замещают угленосные толщи бассейнов области Мидконтинента.

**На пермской стадии**, как и в пенсильвании, в юго-западной части Северо-Американской платформы были четко обособлены западная область преимущественно морского и восточная область преимущественно лагунно-континентального осадконакопления. Но граница этих областей сместилась в пермское время к западу и совместилась с границей Миссисипской плиты и Колорадско-Мексиканской параплатформы.

В пределах Канзасско-Техасского сегмента Миссисипской плиты пермское осадконакопление большей частью преимущественно сменяет пенсильванское, хотя на ряде участков данной области пермские отложения трансгрессивно перекрывают поднятия пенсильванского времени. В районе системы Вичита сформированные в пенсильвании складчатоглыбовые структуры были полностью погребены под несогласно залегающими на них слоями перми. В широком плоском Канзасско-Техасском прогибе в пермское время сформировалась толща лагунно-континентальных красноцветных песчано-глинистых пород, прослоенная пластами известняка, количество и мощность которых возрастают в южном направлении. В средней части прогиба, у его восточного края (Канзас), эта толща, как и слои пенсильвания, имеет циклическое строение. Но в пермских циклотемах роль пластов угля и сопутствующих ему пород играют красноцветные гипсоносные пачки. Геоморфологически пенсильванская аллювиально-дельтовая равнина Мидконтинента и пермская равнина Канзасско-Техасского сегмента были, вероятно, сходны. Но климат этих равнин был, очевидно, различен: теплый и влажный в пенсильвании и жаркий и сухой в перми. В центральной части Канзасско-Техасского прогиба на ряде его интенсивно погружавшихся участков терригенные и карбонатные образования фациально замещаются галогенными — толщами гипса, ангидрита и каменной соли. Вдоль западного края прогиба, особенно в его южной части, развиты толщи кварцевых песчаников, обломочный материал которых поступал с возникших еще в пенсильвании позднепалеозойских Южных Скалистых гор.

В течение перми бассейн Канзасско-Техасского сегмента постепенно сужался и все большую относительную роль играло в нем соленакопление. Резкое сокращение его размеров произошло в конце перми, когда от него осталась, в штатах Нью-Мексико и Техас, только его южная часть, превращенная в огромную лагуну, в которой во второй половине



перми сформировалась мощная (свыше 1000 м) соленосная толща.

В северной части Колорадско-Мексиканской параплатформы возникший в начале пенсильвания расчлененный рельеф к началу пермского времени был в значительной мере сивелирован. В связи с этим отложения наступавшего со стороны Кордильерского пояса пермского моря на западе параплатформы представлены известняками и доломитами, которые при приближении к поднятиям сменяются кварцевыми песчаниками, распространенными также в западной части Канзасско-Техасского бассейна. В западной части плато Колорадо карбонатные породы сопровождаются несколькими горизонтами эвапоритов.

Специфическая особенность данных отложений — присутствие в их составе слоев фосфорита большого промышленного значения. Часть разреза со слоями фосфорита, принадлежащая верхней части яруса леонардиен и ярусу гвадалупиен, выделяется в свиту Фосфория. Полоса фосфоритоносных отложений шириной около 100 км протягивается вдоль западного края Южных Скалистых гор к северу от плато Колорадо, разделяясь на две части полем молодых базальтов плато Снейк-Ривер. По краям этой полосы фосфоритоносные породы фациально замещаются безрудными карбонатными, кремнистыми и красноцветными глинистыми отложениями. Проблеме образования свиты Фосфория посвящено большое количество работ. Но однозначного решения проблемы пока не найдено. В кругу данных, привлекавшихся для этого решения, на одно обстоятельство не обращено, по-видимому, достаточного внимания — на тесную связь фосфатных пород с кремнистыми породами, в ряде горизонтов явно образовавшимися за счет спикул кремневых губок. Эта связь наталкивает на мысль о возможности местного биогенного — губкового (?) источника фосфатного вещества.

В пенсильвании южная, мексиканская, часть Колорадско-Мексиканской параплатформы, как и ее северная часть, подверглась раздроблению, которое имело иной, чем на севере, характер. На северо-востоке мексиканской части параплатформы возникла система геосинклинальных прогибов, которые прослеживаются через северо-восточную Мексику (область хр. Восточная Сьерра-Мадре) на юго-восток — в Гватемалу, Белиз и Гондурас и рассматриваются обычно как юго-восточное продолжение прогибов Уачиты и Маратона (см. рис. 50). Однако прогибы северо-восточной Мексики и западной Центральной Америки более молодые. Они выполнены толщами морских песчано-глинистых, местами также вулканогенных пород пенсильвания — перми, сравнительно небольшой мощности на северо-западе, в пределах Мексики, и более значительной на юго-востоке, в пределах Гватемалы, Белиза и Гондураса. В конце перми, возможно в начале мезозоя, прогибы данной системы были охвачены складчатостью умеренной силы на северо-западе и более напряженной — на юго-востоке.

Таким образом, выраженность геосинклинальных черт развития в системе рассматриваемых прогибов к юго-востоку, по мере удаления от области Уачиты — Маратона, усиливается. Особенно интенсивными как погружение, так и последующая деформация пенсильванско-пермских слоев, сопровождавшаяся их метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий, были в наиболее восточных прогибах Гватемалы, Белиза и Гондураса, где данные слои представлены терригенной флишеидной толщей в несколько тысяч метров мощности, известной в Гватемале и Гондурасе под названием группы Санта Роса, а в Белизе — серии Майа (или серии Макал). В Белизе серии Майа подчинена ограниченно распространенная толща кислых вулканитов (порфиров).

Пенсильванское раздробление не затронуло, по-видимому, северную



и юго-западную части Колорадско-Мексиканской параплатформы. На севере, в штатах Сонора и Чиуауа Мексики, пенсильваний представлен известняками в первые сотни метров мощности. На юго-западе, в области Западно-Мексиканского поднятия, отложения пенсильвания, как и более древнего палеозоя, вообще неизвестны. На юго-западе Техаса, у границы с Мексикой, пермские отложения также слагаются в основном известняками, почти горизонтальные слои которых несогласно перекрывают складчатый пенсильваний и более древние толщи палеозоя. В прогибах юго-восточной Мексики несогласие между слоями перми и пенсильвания исчезает и пермские отложения приобретают сходный с пенсильванскими терригенный состав.

### Иннуитский пояс и Арктическая плита

В арктическом секторе Северной Америки отложения верхнего палеозоя распространены почти исключительно в Иннуитском складчатом поясе — в бассейне Свердруп и в складчатой системе хр. Брукса (геоблок северной Аляски). В пределах Арктической плиты, кроме ее крайнего западного участка (к западу от р. Маккензи), они неизвестны.

В складчатой системе Франклина слои верхнего палеозоя слагают основание (?) осадочного комплекса, выполняющего бассейн Свердруп (см. рис. 55, А). Они выступают на поверхность в северо-восточной части бассейна (в восточной части о. Аксель-Хейберн и в западной части о. Элсмир), где по краям бассейна они трансгрессивно и несогласно налегают на девонские и более древние слои палеозоя, смятые элсмирской складчатостью. Верхний палеозой начинается здесь (рис. 60) огра-

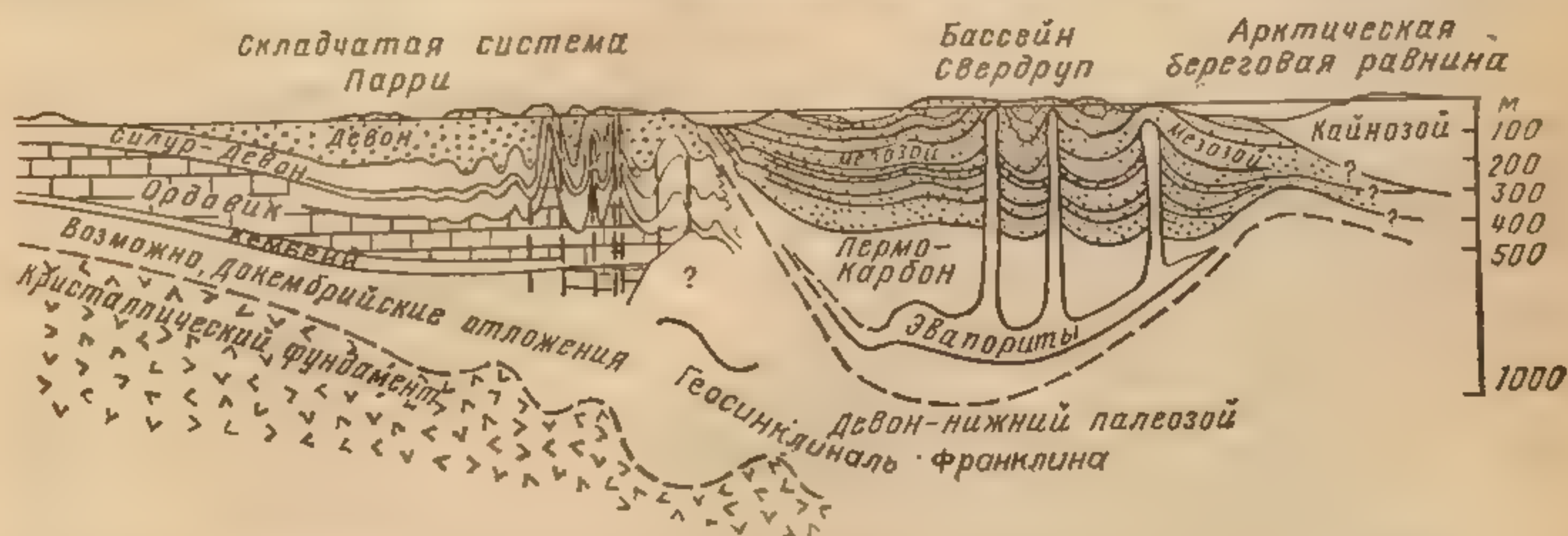


Рис. 60. Схематический геологический профиль складчатой области Франклина. По Dinely, 1971

ниченно распространенными слоями визейского возраста — серыми известковистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с тонкими прослоями угля и остатками наземных растений. Выше с размывом залегает сложно построенная серия слоев среднего — верхнего карбона и нижней перми, до нижнеартинских слоев включительно. Она начинается базальными красноцветными песчаниками и конгломератами, которые сменяются вверх мощной толщей известняков, фациально замечающихся в центральной части бассейна глинистыми сланцами, а у северо-восточного края бассейна — континентальными (?) красноцветными песчаниками и конгломератами. В основании этой толщи в осевой части бассейна присутствует линзовидная пачка слоев гипса и ангидрита. Выше, также с размывом, следуют слои позднеартинско-казанского возраста, сложенные на севере известняками и кремнистыми породами, а на юге — преимущественно континентальными светлоокрашенными песчаниками, алевролитами и конгломератами.







## ГЛАВА VI. УРАЛО-МОНГОЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОИД

### ОБЩАЯ СХЕМА СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

К Урало-Монгольской области палеозоид относятся палеозойские геосинклинальные складчатые системы, заполняющие пространство, ограниченное на западе и юго-западе Восточно-Европейской платформой и ее юго-восточными отторженцами — погребенными Устюртским и Каракумским массивами, на севере и северо-востоке — Сибирской платформой, на юге и юго-востоке — различными геоблоками Синийской параплатформы (Таримским, Северо-Китайским, Внутренней Монголии, Сунляо) и срединным Буреинским массивом.

В районе Памира Урало-Монголиды граничат с Альпийским поясом. Граница проводится здесь различно, но Северный Памир должен быть включен, по-видимому, в состав Урало-Монголид (Таджикской складчатой системы).

Элементы внутренней структуры Урало-Монголид образуют широкие дуги, окаймляющие южный выступ Сибирской платформы. Эта дугообразность более четко выражена у северо-восточных и центральных элементов Урало-Монголид и сглаживается у их западного и южного краев, имеющих почти прямолинейное простираие — меридиональное у западного края и широтное у южного.

Характерной чертой палеозойской истории Урало-Монголид было широкое развитие магматической деятельности как в эффузивной, так и в интрузивной форме. Во всех горизонтах палеозоя, особенно в кембрии и девоне, здесь повсеместно распространены мощные толщи различных по составу вулканических пород. Большие площади занимают также массивы гранитоидов различного возраста. Широко развиты, в частности, интрузии (или протрузии) ультраосновных пород (гипербазитов). Они редко образуют крупные массивы, слагая обычно небольшие линейно вытянутые тела, цепочки которых (гипербазитовые пояса) трассируют многие крупные протяженные разломы, значительное распространение которых также характерно для области Урало-Монголид.

Интрузии гипербазитов пространственно ассоциируются обычно с вулканическими и интрузивными породами основного состава (габбро, диабазами, спилитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами), переслаивающимися с осадочными образованиями, среди которых заметную роль играют различные кремнистые породы — яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы. Эти — офиолитовые — комплексы стали рассматриваться в последнее время рядом геологов как фрагменты коры древних (палеозойских и допалеозойских) океанических бассейнов, разделившихся в прошлом континентальные блоки земной коры, спаявшиеся впоследствии (на протяжении палеозоя) вдоль гипербазитовых (офиолитовых) швов. Таким образом, по отношению к Урало-Монголидам, как и по отношению к Атлантидам, предполагается возможность «раскрытий» и «закрываний» океанических бассейнов, следы которых усмат-



риваются в характерных для области Урало-Монголид офиолитовых поясах. Однако данные по строению и палеозойской истории Урало-Монголид, как и аналогичные данные по области Атлантид, гипотезы «раскрытий» и «закрываний» палеозойских океанических бассейнов не подтверждают.

В целом область Урало-Монголид построена асимметрично. Наиболее молодые ее элементы, завершившие геосинклинальное развитие лишь в конце палеозоя, располагаются у ее «внешнего» (прилегающего к Восточно-Европейской платформе) края, наиболее древние — у «внутреннего» края. Но эта общая закономерность во многом нарушается, и при детальном рассмотрении структура Урало-Монголид оказывается значительно более сложной.

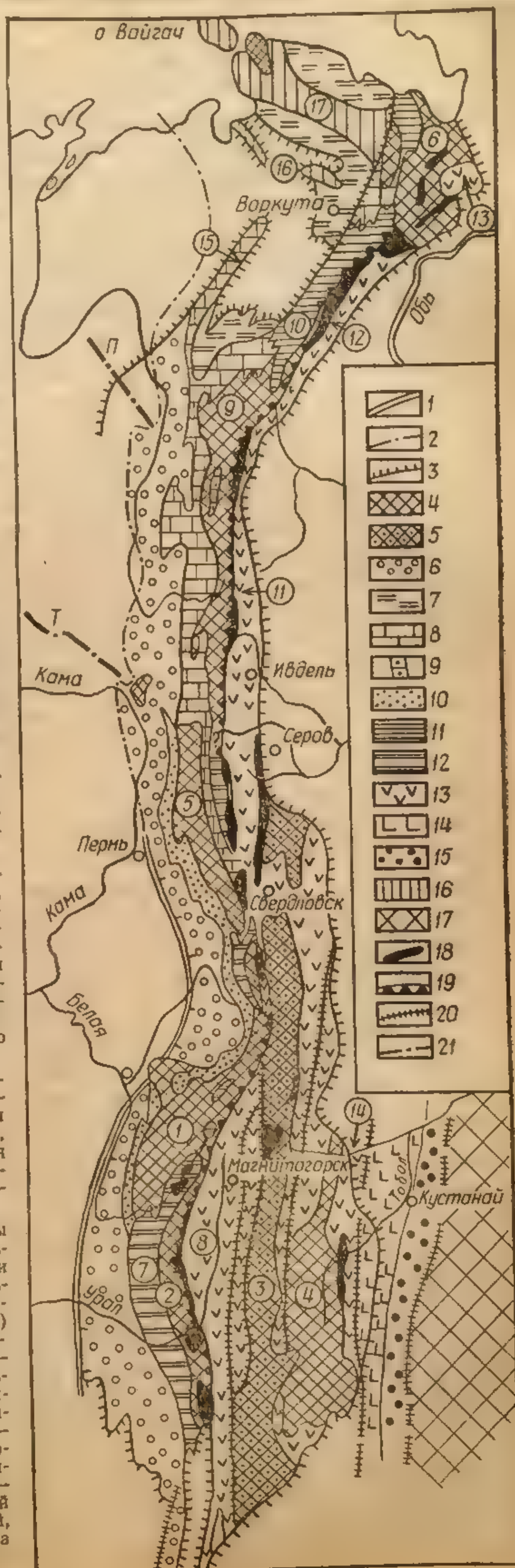
Рис. 61. Структурно-геологическая схема Урала:

1—3 — граница поверхностного распространения складчатых образований Урала: 1 — краевая флексура Бельского и Юрюзанно-Сылвенского краевых прогибов, 2 — условная граница складчатых (краевого прогиба) и нескладчатых (платформенных) пермских отложений, 3 — граница трансгрессивно перекрывающего структуры Урала мезокайнозойского чехла; 4 — докембрий; 5 — то же с многочисленными интрузиями гранитов; 6 — пермские отложения зоны краевого прогиба; 7 — пермско-триасовые отложения Пайхойской депрессии (Воркутинской, Кортанхинской, Карской впадин);

8—12 — мегазона Западного склона: 8 — карбонатные отложения ордовика — карбона, 9 — карбонатные отложения верхнего ордовика — нижнего девона, 10 — трансгрессивно залегающие отложения среднего девона — карбона, 11 — терригенные, в основном сланцево-алевролитовые отложения ордовика — нижней перми Лемвинского синклинория, 12 — вулканогенно-осадочные (О—S и осадочные (D—C) образования Зилаирского и Бардымского синклинориев;

13—15 — мегазона Восточного склона: 13 — вулканогенно-осадочные образования силура — карбона Магнитогорского, Тагильского и других синклинориев Восточного склона, 14 — вулканогенно-осадочные образования карбона Валерьяновской подзоны, 15 — вулканогенно-осадочные образования девона — карбона Боровской подзоны;

16 — антиклинорий Пай-Хоя (17) и гряды Чернова (16); 17 — Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс; 18 — массивы основных и ультраосновных пород; 19 — Главный Уральский разлом; 20 — некоторые другие разломы; 21 — Тиманское (Т) и Печорское (П) антиклинальные поднятия. Цифры в кружках: 1 — Башкирский антиклинорий, 2 — антиклинорий Уралтау, 3 — Урало-Тобольский антиклинорий, 4 — Зауральский антиклинорий, 5 — Вишерско-Чусовской антиклинорий, 6 — Харбейский антиклинорий, 7 — Зилаирский синклинорий, 8 — Магнитогорский синклинорий, 9 — Кожимский антиклинорий, 10 — Лемвинский синклинорий, 11 — Тагильский синклинорий, 12 — Войкарский синклинорий, 13 — Щучинский синклинорий, 14 — Денисовский синклинорий, 15 — гряда Чернышева





В составе Урало-Монголид выделяются три основные крупные единицы — Западные, Центральные и Восточные Урало-Монголиды. Центральные и Восточные Урало-Монголиды разделяются узким протяженным Иртыш-Южно-Монгольским шовным поясом. Подобно Реногерцинскому поясу Восточных Атлантид, Иртыш-Южно-Монгольский пояс может с равным правом рассматриваться как в составе Центральных или Восточных Урало-Монголид, так и в качестве самостоятельной единицы. Именно как таковую мы и будем его рассматривать. Таким образом в составе Урало-Монголид мы будем различать:

- I — Западные Урало-Монголиды,
- II — Центральные Урало-Монголиды,
- III — Иртыш-Южно-Монгольский складчатый пояс,
- IV — Восточные Урало-Монголиды.

Западные Урало-Монголиды представлены Уральской складчатой системой (рис. 61), главными элементами которой являются комплекс зон Западного Урала (Западный Урал) и комплекс зон Восточного Урала (Восточный Урал); граница между ними проходит по восточному краю антиклинория Уралтау вдоль системы крупных длительно развивавшихся разломов. Структура и характер палеозойского развития Западного и Восточного Урала резко различны, и это дает основание некоторым авторам говорить о двух самостоятельных — Западно-Уральской и Восточно-Уральской — геосинклинальных складчатых системах. Как Западный, так и Восточный Урал характеризуются четко выраженной зональной структурой. Отдельные зоны шириной в десятки километров прослеживаются на сотни и тысячи километров.

На Западном Урале различают: 1) зону краевых прогибов, выполненных в основном слоями пермского возраста, распадающуюся на внутреннюю, складчатую, и внешнюю, не складчатую, подзоны; 2) западную (внешнюю) Бельско-Елецкую и 3) восточную (внутреннюю) Сакмаро-Лемвинскую зоны палеозойских отложений (кембрийско-каменноугольных), включающих ряд сложенных докембрием краевых поднятий (Башкирское, Вишерско-Чусовское, Кожимское); 4) зону Уралтау, сложенную в основном толщами верхнего протерозоя. Подобное расположение слоев различного возраста — от пермских в зоне краевых прогибов до протерозойских в зоне Уралтау — определяет асимметричную складчато-моноклиналиную структуру Западного Урала.

Восточный Урал, в его доступной наблюдению южной части, состоит из трех ограниченных разломами грабенообразных синклинорных зон: 1) западной — Тагильско-Магнитогорской, 2) центральной — Восточно-уральской и 3) восточной — Денисовской и двух разделяющих эти синклинорные зоны антиклинорных зон: 4) западной — Урало-Тобольской и 5) восточной — Зауральской, характеризующихся широким развитием докембрийских образований. Строение и характер палеозойских образований всех синклинорных зон Восточного Урала однотипны, и здесь отсутствует асимметрия строения, типичная для Западного Урала. Характерной особенностью Восточного Урала является широкое развитие гранитных интрузий и интрузий (или протрузий) основного и ультраосновного состава. Удлиненные линзовидные тела последних сопровождают почти все крупные разломы, ограничивающие синклинорные зоны. Особенно выделяется в данном отношении разделяющий Западный и Восточный Урал Главный Уральский разлом, почти на всем своем протяжении сопровождающийся массивами хромитоносных и платиноносных (на Северном и Среднем Урале) габбро-перидотитов.



С востока Восточный Урал и вся складчатая система Урала в целом ограничиваются Кустанайской синклинойной зоной, разделяющей Западные и Центральные Урало-Монголиды. В Кустанайской зоне выделяются две подзоны: западная — Валерьяновская и восточная — Боровская, первая из которых ближе по характеру развития к синклинойным зонам Восточного Урала, а вторая — к западной окраине Центральных Урало-Монголид.

На севере Уральская система сужается и, по-видимому, в районе Байдарацкой губы выклинивается. Южное окончание системы глубоко погружено, в связи с чем характер ее южного замыкания во многом остается неясным. Вероятно, основная часть структурных элементов Западного Урала отклоняется к западу, в сторону Восточно-Европейской платформы и частично в районе северо-западного Прикаспия выклинивается, частично переходит, возможно, в структуры Донецко-Каспийской системы. В районе северного Приаралья выклинивается, по-видимому, Тагильско-Магнитогорская зона Восточного Урала. Наоборот, антиклинорная Урало-Тобольская зона расширяется, сливается(?) с зоной Уралтау и переходит(?) на юге в Устюртский массив. Возможно, несколько дальше к югу протягиваются восточные зоны Восточного Урала (Зауральская, Денисовская), но и они в южном направлении выклиниваются.

**Центральные Урало-Монголиды** (рис. 62) в большей своей части имеют вид крутых, выпуклых к юго-западу дуг, упирающихся своими концами в более полого изогнутый Иртыш-Южно-Монгольский пояс. В их составе (с северо-востока на юго-запад) выделяются три основных элемента: 1) сложно построенный Казахстано-Джунгарский геоблок; 2) Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс; 3) Южно-Тяньшаньско-Кокшаальский пояс. На юге Центральные Урало-Монголиды непосредственно граничат с элементами обрамления Урало-Монголид — Каракумским массивом и Таримским геоблоком, на западе — с Уралом. На востоке, в районе к северу от Бейшаня, Центральные Урало-Монголиды выклиниваются.

В составе Казахстано-Джунгарского геоблока выделяются Восточная (Чингиз-Тарбагатайская) и Западная периферические зоны, геосинклинальное развитие которых завершилось каледонской складчатостью, и более сложно и неоднородно построенная Центральная зона («срединных массивов»), сохранившая черты геосинклинального развития до конца палеозоя. В более широкой и протяженной Западной зоне выделяют несколько подзон: Степняк-Чу-Илийская, Ерментау-Атасуйская и Южно-Джунгарская. Восточным продолжением последней из них является, возможно, зона Гобийского Тянь-Шаня. Центральная зона («срединных массивов») включает относительно устойчивые блоки («срединные массивы») Моинты-Джунгарский и Джунгарский, не затронутые раннепалеозойской геосинклинальной переработкой; блоки, слабо ею затронутые, — Карагандинский, Балхашский, Северо-Джунгарский — и разделявшие эти блоки шовные геосинклинальные системы — Тектурмаскую, Северобалхашскую, Джунгарскую.

Казахстано-Северо-Тяньшаньский каледонский складчатый пояс в своей расширенной центральной части, к западу от оз. Иссык-Куль, имеет симметричное трехчленное строение. Его осевую часть образует узкая Улутау-Нарынская зона, сложенная складчатым нижним палеозоем, окаймленная более широкими Тургайско-Среднетяньшаньской, с запада и юго-запада, и Кокчетав-Иссыккульской, с востока и северо-востока, зонами, в структуре которых основную роль играют древние допалеозойские массивы. Восточнее оз. Иссык-Куль отчетливо просле-



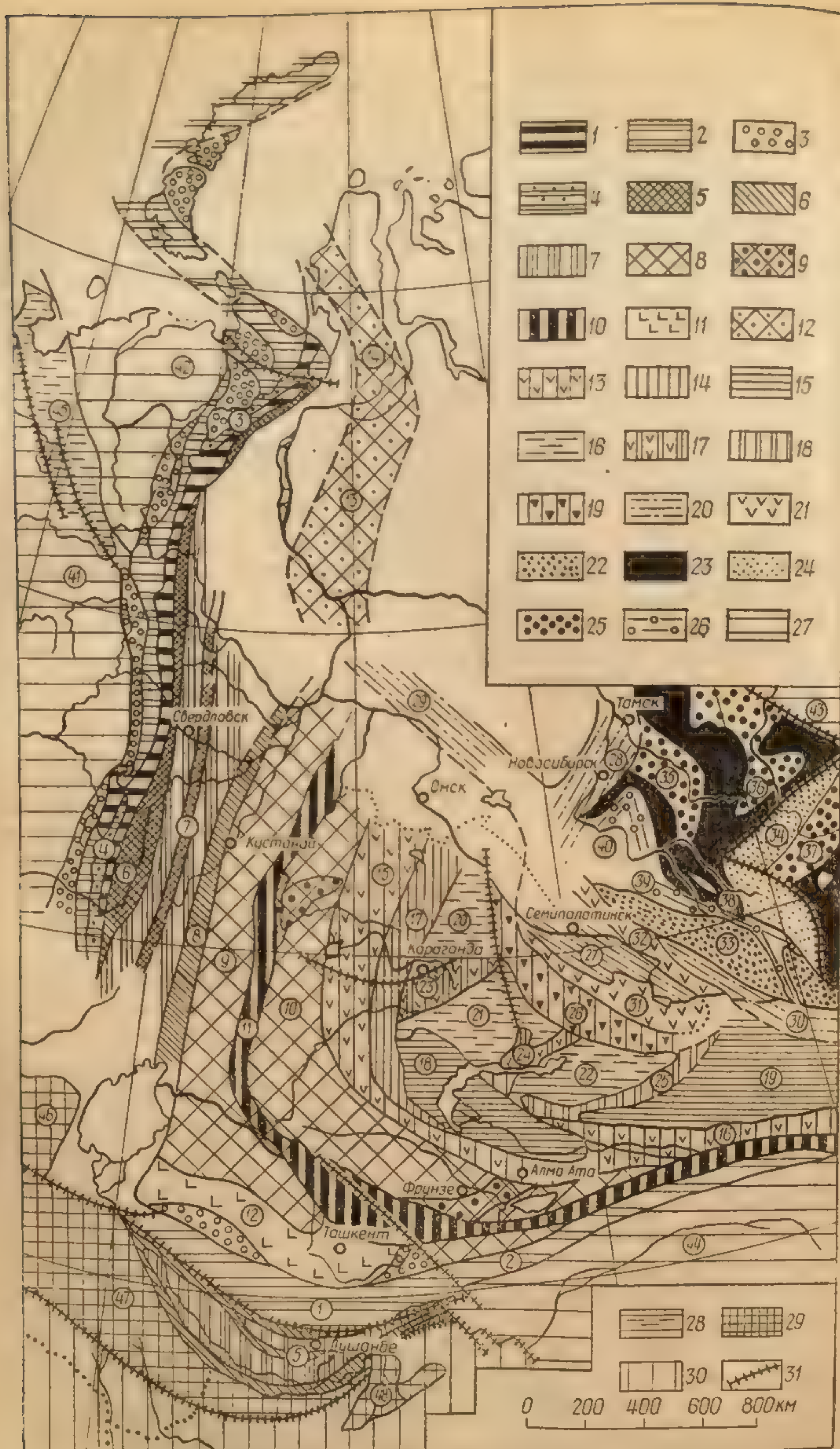


Рис. 62. Схема структурно-геологического районирования Урало-Казахстанской под-  
области Урало-Монголид.

1. Урало-Южно-Тяньшаньский пояс:

1а — Западно-Уральская, Новоземельско-Пайхойская, Южно-Тяньшаньская (1), Кокшаальская (2) складчатые системы: 1 — докембрийский фундамент Западно-Уральской системы (Доуралиды); 2 — палеозой начальной и главной стадий геосинклинального развития ( $C-C_1$ ); 3 — краевые



живается лишь средняя, Улутау-Нарынская, зона. К северу от Ханты-Мансийска в области правобережья р. Оби и далее через район Обской губы к побережью Карского моря, по геофизическим данным, протягиваются Ханты-Мансийский и Надымский погруженные массивы, представляющие, вероятно, северное продолжение Тургайско-Среднетяньшаньской зоны, а возможно, и всего рассматриваемого пояса в целом.

В структуре Тургайско-Среднетяньшаньской зоны и рассматриваемого пояса в целом особое место занимает юго-западная окраина названной зоны — Бельтау-Кураминский блок, выделяющийся интенсивной в конце палеозоя вулканической и плутонической деятельностью.

В составе Южнотяньшаньско-Кокшаальского складчатого пояса — наиболее южного, окраинного элемента Центральных Урало-Монголид — выделяются три складчатые системы: Южно-Тяньшаньская, Кокшаальская и Таджикская. Две первые из них продолжают одна другую и близки по строению и истории развития.

Южно-Тяньшаньская система распадается на ряд узких протяженных зон и подзон, разделенных столь же протяженными зонами разломов, наиболее крупная из которых — Южно-Ферганская — сопровождается массивами гипербазитов. Она отделяет от основной части складчатой системы ее внешнюю (северную) Северо-Букантау-Карачатырскую зону краевых прогибов. За исключением последней, Южно-Тяньшаньская система, в ее центральном секторе, имеет симметричное строение. Осевое положение в ней занимает веерообразно построенная Зеравшанская зона, прогибание которой в основном прекратилось уже в конце силура. К северу от нее протягивается Туркестано-Алайская, а к югу — Зеравшано-Гиссарская зоны, в строении которых принимает участие весь комплекс слоев палеозоя до нижнего карбона включительно. Как в западном, так и в восточном направлении осевая Зеравшанская зона выклинивается: на западе — в результате воздымания структур, на востоке — в результате их погружения. В восточном секторе системы, для которого характерно широкое развитие во всех его зонах

---

прогибы (палеозой заключительной стадии геосинклинального развития); 4 — Лемвинская (3) и Сакмарская (4) зоны Западно-Уральской системы.

16 — Восточно-Уральская и Таджикская (5) складчатые системы; 5—6 — синклиновые зоны; 5 — раннего заложения (Магнитогорско-Тагильская — 6, Восточно-Уральская — 7); 6 — позднего заложения (С<sub>1</sub>) (Денисовско-Валерьяновская — 8, и аналогичные зоны Таджикской системы); 7 — антиклинорные зоны.

#### II. Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс:

8 — Тургайско-Среднетяньшаньская (9) и Кокчетав-Иссыккульская (10) зоны; 9 — наложенные поперечные складчатые системы в их пределах; 10 — Улутау-Нарынская зона (11); 11 — Бельтау-Кураминский блок (12) — возможное продолжение Тургайско-Среднетяньшаньской зоны к северу (Ханты-Мансийский — 13 и Надымский — 14 массивы).

#### III. Казахстано-Джунгарский геоблок:

13—14 — западная периферическая зона; 13 — Степняк-Чу-Илийская (15) и Южно-Джунгарская (16) подзоны; 14 — Ерментау-Атасуйская подзона (17); 15—18 — Центральная — Джунгаро-Балхашская зона («Срединный массив»); 15 — блоки, не затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой (Моинты-Джунгарский — 18, Джунгарский — 19); 16 — блоки, слабо затронутые в палеозое геосинклинальной переработкой (Карагиндинский — 20, Балхашский — 21, Северо-Джунгарский — 22); 17—18 — поперечные геосинклинальные складчатые системы; 17 — Тектурмасская (23), Северо-Балхашская (24); 18 — Джунгарская (25); 19 — Восточная-Чингиз-Тарбагатайская периферическая зона (26).

#### IV. Иртыш-Южно-Монгольский пояс:

20 — Калбинская зона Иртыш-Зайсанской системы (27); Томь-Колыванская (28), Салымская (29), Южно-Алтайско-Южно-Монгольская (30) системы; 21 — Жарминская (31) и Рудноалтайская (32) зоны («ступени») Иртыш-Зайсанской системы.

#### V. Алтай-Саяно-Монгольская подобласть:

22 — Горноалтайский блок (33); 23 — салаириды и 24 — каледониды Салаиро-Саянского и Монгольского блоков (34 — Западный Саян); 25 — средне-позднепалеозойские впадины (Кузнецкая — 35, Минусинская — 36, Тувинская — 37, Уймено-Лебедская — 38); 26 — Ануйско-Чуйская (39) и Алтай-Салаирская (40) герцинские складчатые системы.

#### VI. Область обрамления Урало-Монголид:

27 — платформы и параплатформы (Восточно-Европейская — 41, Баренцевоморская — 42, Сибирская — 43, Таримская — 44); 28 — рифенды Тимана (45); 29 — срединные массивы (Устюртский — 46, Каракумский — 47, Западно-Памирский — 48). 30 — Альпийская складчатая область; 31 — некоторые из главнейших разрывов



вулканических образований, из трех упомянутых зон прослеживается лишь северная — Туркестано-Алайская. Южнее здесь выделяется Восточно-Алайская зона, замещающая(?) Зеравшанскую и Зеравшано-Гиссарскую зоны центрального сектора.

Кокшаальская складчатая система протягивается вдоль северного

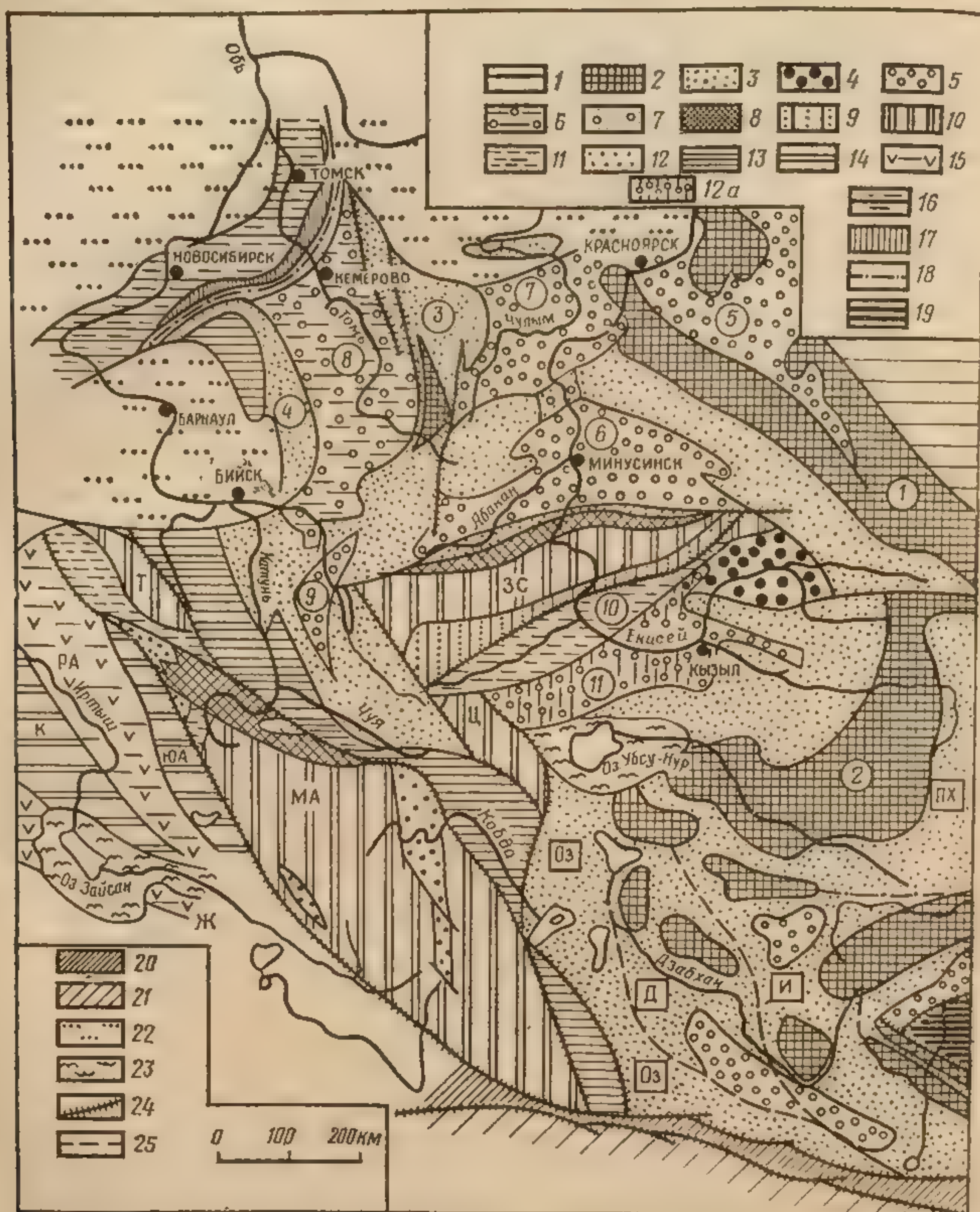


Рис. 63. Структурно-геологическая схема северо-западной части восточных Урало-Монгоид (по различным источникам):

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — выступы фундамента салаирид и Сибирской платформы (1 — Восточно-Саянский, 2 — Саянгиленский); 3 — салаириды, в основном  $\mathcal{E}_{1-2}$  (3 — Кузнецкий Алатау, 4 — Салаир); 4—7 — квазиплатформенные впадины в области салаирид и окраинной части Сибирской платформы: 4 — заложившиеся в ордовике (Тоджинская впадина), 5 — заложившиеся в начале девона (5 — Рыбинская, 6 — Минусинская, 7 — Чулымо-Енисейская, 9 — Уименско-Лебедская), 6 — заложившиеся в конце девона (8 — Кузнецкая), 7 — Бартеневский порог, погружившийся лишь в середине девона. 8—12 — поздние салаириды и каледониды: 8 — выступы докембрийского основания, 9 — выступы салаирского комплекса; 10 — основной геосинклинальный комплекс ( $\mathcal{E}_2$ — $\mathcal{O}_1$  или  $\mathcal{E}_2$ — $\mathcal{O}_{1-2}$ ) (Т — Талицкий антиклинорий, МА — Монголо-Алтайский антиклинорий, ЗС — Западно-Саянский синклинорий, Ц — Цаганшибетинский блок). 11 — позднекаледонские ( $\mathcal{O}$ — $\mathcal{S}$ ) образования, слабо затронутые складчатостью (10—Хемчинско-Систигхемская зона), 12 — девонские впадины, 12a — Тувинский краевой прогиб (11); 13 — Ануй-Хархиринская система ( $\mathcal{O}$ — $\mathcal{C}_1$ ); 14—19 — герцинские геосинклинальные складчатые системы: 14 — Калбинская (К) и Южно-Алтайская (ЮА) зоны; 15 — Рудно-Алтайская (РА) и Жарминская (Ж) зоны; 16—18 — Колывань-Томская система: 17 — зона краевых поднятий; 18 — зона краевого прогиба; 19 — Монголо-Амурская система; 20—21 — Южно-Монгольская система: 20 — Гоби-Алтайская зона; 21 — Заалтайская зона; 22 — мезокайнозой Западно-Сибирской плиты; 23 — новейшие образования озерных котловин; 24 — основные разрывы; 25 — границы «зон» кембрия Монголии (Оз — Озерная, Д — Дзавханская, И — Идэрская, ПХ — Прихубсугульская зоны)



края Таримского геоблока, отделяясь от Южно-Тяньшаньской системы зоной крупного — Талассо-Ферганского — разлома северо-западно-юго-восточного простирания. В ее западной части, с севера на юг, выделяются три основные зоны (Довжиков, 1977): Атбашинская, Аксуйская и собственно Зеравшанской, Туркестано-Алайской и Северо-Букантау-Карачатырской зонам Южного Тянь-Шаня. Однако их расположение обратно расположению их южнотяньшаньских аналогов — Майданчайская зона, ской системе наиболее южное положение, а Атбашинская — наиболее северное. В восточном направлении происходит как бы последовательное «фацнальное замещение» одних зон другими и общее смещение их к северу. У восточного края Таримского геоблока Кокшаальская система выклинивается.

Таджикская складчатая система (срединный массив, по представлению ряда авторов) отделяется от Южно-Тяньшаньской системы зоной Южно-Гиссарского разлома. Таджикская система состоит из нескольких относительно широких антиклинорных зон и более узких грабенообразных синклинорных зон, наиболее южная из которых — Калайхумб-Сауксайская — протягивается в район Северного Памира. Последний тем самым включается в состав Таджикской системы. Ее синклинорные зоны сложены в основном вулканогенными толщами карбона — перми и сходны по строению и развитию с Валерьяновской подзоной Восточного Урала. Антиклинорные зоны (зоны поднятий) представляют выступы допалеозойского фундамента, лишь местами перекрытые маломощным чехлом палеозойских отложений.

В составе **Иртыш-Южно-Монгольского складчатого пояса** (см. рис. 62, 64) выделяется ряд обособленных складчатых систем (сегментов): Колывань-Томская, гипотетическая Салымская, Иртыш-Зайсанская, Южно-Монгольская, Халхингольская. В большинстве этих систем различаются структурно-фацнальные зоны, характеристика которых будет дана ниже.

Основным элементом **Восточных Урало-Монголид** (рис. 63, 64) является Алтае-Саяно-Монгольский пояс салаирид, геосинклинальное развитие которого завершилось во второй половине кембрия — начале ордовика салаирской складчатостью. Но ряд участков пояса подвергся в дальнейшем геосинклинальной переработке, завершившейся каледонской или герцинской складчатостью.

В составе Алтае-Саяно-Монгольского пояса обособляются восточный — Монгольский и северо-западный — Салаиро-Саянский сегменты. В первый из них входит Монголо-Забайкальская герцинская складчатая система и ряд небольших метагеосинклинальных единиц; во второй — Западно-Саянская каледонская складчатая система, в составе которой (с севера на юг) выделяется несколько зон, сложенных последовательно все более молодыми образованиями: верхнепротерозойско-среднеордовикскими (Западный Саян собственно), ордовикско-силурийскими (Хемчикско-Систигхемская зона), девонскими и каменноугольными (Тувинский краевой прогиб). Существенную роль в структуре Салаиро-Саянского сегмента играют также наложенные квазиплатформенные (орогенные) впадины (Минусинская, Чулымская и др.), возникшие в различные эпохи герцинского этапа развития сегмента.

С юго-запада к Алтае-Саяно-Монгольскому поясу, отделяясь от него Ануйско-Хархириной шовной зоной, примыкает сравнительно небольшой Талицко-Монголо-Алтайский геоблок поздних салаирид, завершивший геосинклинальное развитие в основном в начале ордови-



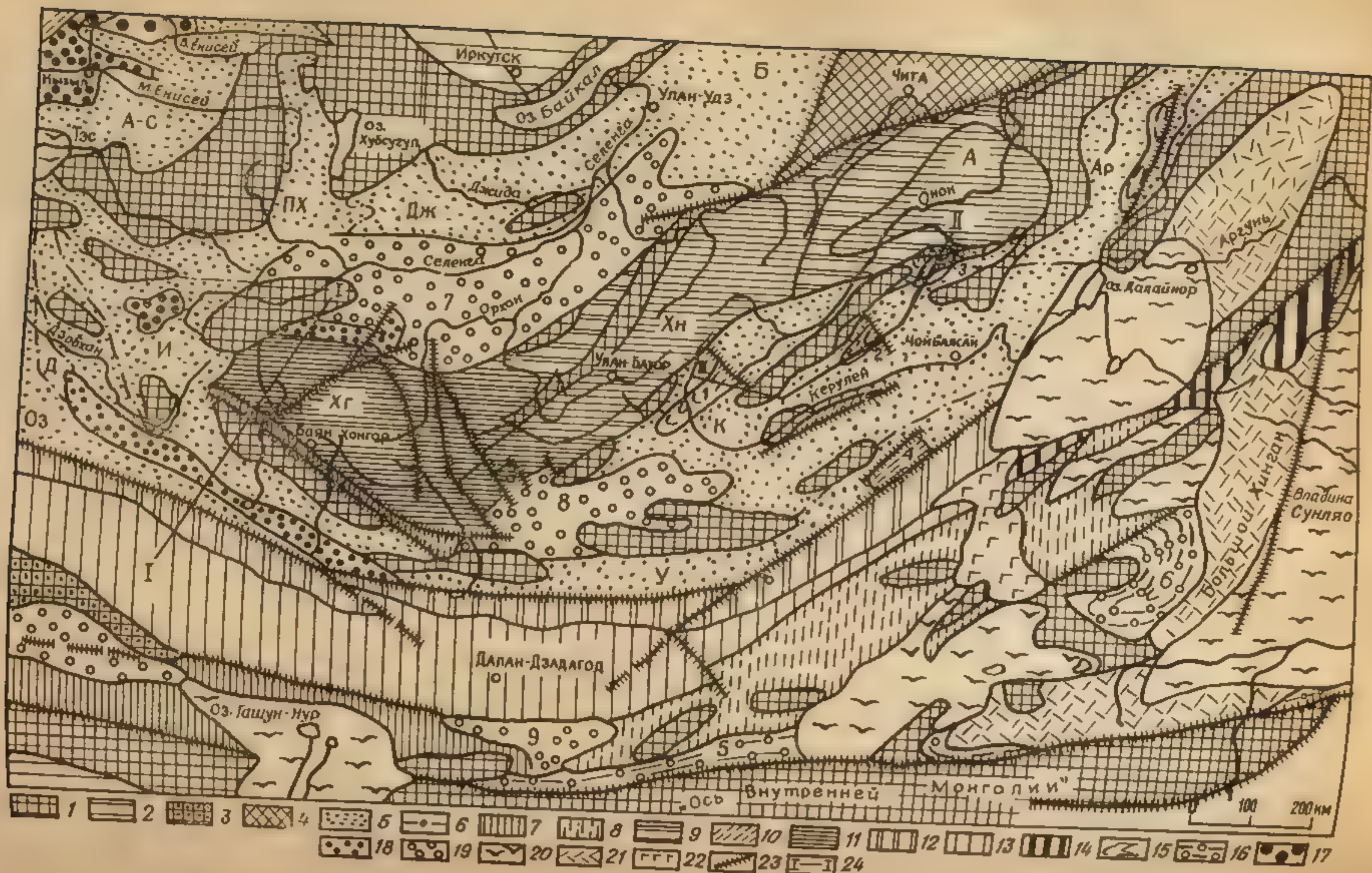


Рис. 64. Схема структурно-геологического районирования суперкрупных палеозойских образований восточного сегмента Восточных Уралов. Монголид. По Н. С. Зайцеву и др., 1974; Л. П. Зоненшайну, 1969; Н. С. Зайцеву, Б. Лувсанданзану, 1977 и другим источникам: 1 — выступы досалаирского протерозоя; 2 — чехол Сибирской платформы и Таримской плиты; 3 — деформированный чехол Джунгарского массива; 4 — выступы досалаирского протерозоя; 5 — салаирский комплекс (PR.3—C<sub>2</sub>), местами с покровом средне- и верхнепалеозойских образований; 6 — границы структурно-фациальных зон салаириды (буквы в квадратах: А-С — Алтае-Саянские салаириды, Оз — Озерная, Д — Дзэбханская, И — Идэрская, Пх — Прихуб-сугульская, Дж — Джидинская, Б — Байкальская, К — Керуленская, У — Ундуршилдинская, Ар — Аргунская зоны, 7—10 — каледонские геосинклинальные системы и комплексы: 7 — каледониды Гобийского Тянь-Шаня, 8 — каледонский (?) комплекс геоблока Внутренней Монголии, 9 — ранний палеозой (C<sub>3</sub>—O<sub>1</sub>?) Монголо-Забайкальской системы, 10 — Западно-Саянская система; 11—16 — герцинские геосинклинальные системы и комплексы: 11 — средний палеозой (D—C<sub>1</sub>) Монголо-Забайкальской системы (Хг — Хангайский, Хн — Хентейский, А — Агннский синклиналии); 12—13 — Южно-Монгольская система; 14 — Халхингольская система; 15 — геосинклинальные среднепалеозойские комплексы (D—C<sub>1</sub>) частных наложенных прогибов в пределах Центральномонгольского сектора салаириды (прогибы: 1 — Керуленский, 2 — Солхитский, 3 — Бам-индунский, 4 — Тэбшинширинский); 16 — геосинклинальные верхнепалеозойские комплексы (C—P—T) частных наложенных прогибов в пределах блока Внутренней Монголии (прогибы: 5 — Солонкерский, 6 — Линьский); 17—20 — квазиplatformенные впадины: 17 — ордовикские (Тоджинская впадина), 18 — девонские, 19 — позднепалеозойские (7 — Селегинско-Орхонская, 8 — Центральномонгольская, 9 — Юаньсомонская), 20 — кайнозойские, 21—22 — районы развития мезозойских (21) и кайнозойских (22) вулканитов; 23 — основные граничные разрывы, 24 — линии профиля на рис. 79

ка. Четко видна Алуиско-Хархиринская зона в своей юго-восточной части консолидировалась в эпоху каледонской складчатости, в средней (Алуиско-Чуйской) — на рубеже девона и карбона, в северо-западной, наиболее просто построенной Алтае-Саянской части, — в середине карбона, в эпоху герцинской складчатости.

При рассмотрении основных этапов развития Урало-Монголид следует иметь в виду, что палеозойскому геосинклинальному метациклу здесь предшествовал более ранний и более продолжительный позднепротерозойский метацикл, закончившийся в различных областях Урало-Монголид в разное время. В Западных Урало-Монголидах это был рифейский или рифейско-вендский метацикл, завершившийся на рубеже докембрия и палеозоя байкальской складчатостью; в области Восточных Урало-Монголид — ангарский метацикл, завершившийся ангарской складчатостью около 850 млн. лет назад; в Центральных Урало-Монголидах, в их западной части, — еще более ранний неселонский метацикл, завершившийся складчатостью 1000—1100 млн. лет назад.

Во всех поясах и геоблоках Урало-Монголид начало палеозойского метацикла было отделено от эпохи завершения предыдущего цикла некоторым перерывом, наиболее длительным, по-видимому, в области Центральных Урало-Монголид. На западе последних (Центральный Казахстан) ему отвечает эпоха формирования существенно кварцитовых толщ кокчетавской серии (см.: Леонов, с. 287). В связи с различным временем завершения допалеозойского метацикла и неодинаковой длительностью перерыва, отделяющего эпоху его завершения от палеозойского метацикла, неодинаковым было в различных областях Урало-Монголид и время начала последнего. Наиболее ранним оно было, по-видимому, в области Восточных Урало-Монголид, и на востоке Центральных Урало-Монголид, и наиболее поздним — в Западных Урало-Монголидах.

Палеозойский геосинклинальный метацикл развития Урало-Монголид охватывает геосинклинальные циклы всех входящих в его состав геосинклинальных единиц. Продолжительность этих региональных циклов, отвечающих отдельным геосинклинальным системам, была различной. Они







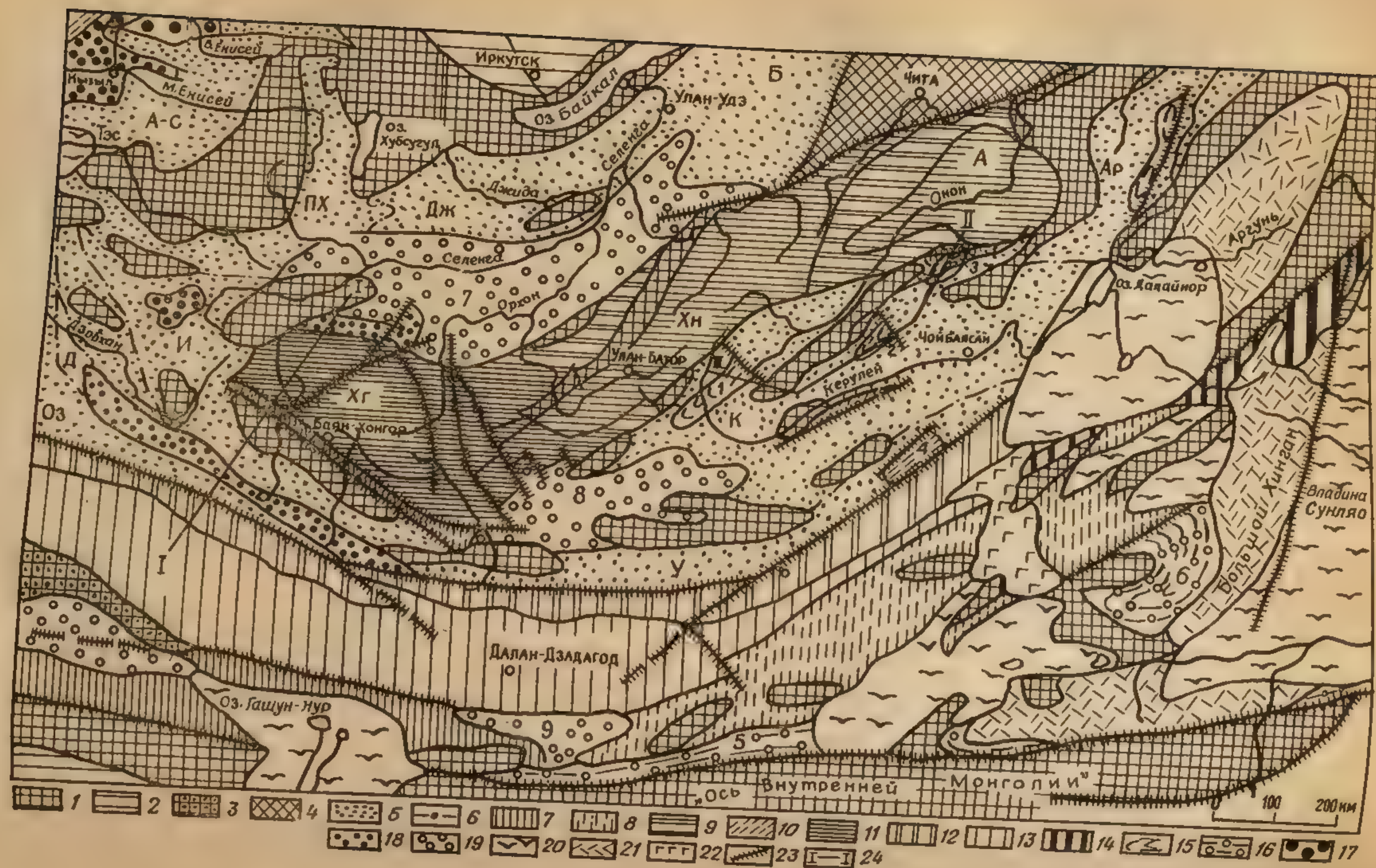


Рис. 64. Схема структурно-геологического районирования суперкрупных палеозойских образований восточного сегмента Восточных Уралов. По Н. С. Зайцеву и др., 1974; Л. П. Зоненшайну, 1969; Н. С. Зайцеву, Б. Лувсанданзану, 1977 и другим источникам:

Монголид. По Н. С. Зайцеву и др., 1974; Л. П. Зоненшайну, 1969; Н. С. Зайцеву, Б. Лувсанданзану, 1977 и другим источникам:

1 — выступы досалаирского протерозоя; 2 — чехол Сибирской платформы и Таримской плиты; 3 — деформированный чехол Джунгарского массива; 4 — выступы досалаирского протерозоя; 5 — салаирский комплекс (PR.3—E<sub>2</sub>), местами с покровом средне- и верхнепалеозойских образований; 6 — границы структурно-фациальных зон салаирид (буквы в квадратах: А-С — Алтае-Саянские салаириды, Оз — Озерная, Д — Дзэбханская, И — Идэрская, Пх — Прихуб-турнская, Дж — Джидинская, Б — Байкальская, К — Керуленская, У — Ундуршилдинская, Ар — Аргунская зоны); 7—10 — каледонские геосинклинальные системы и комплексы: 7 — каледониды Гобийского Тянь-Шаня, 8 — каледонский (?) комплекс геоблока Внутренней Монголии, 9 — ранний палеозойский комплекс, 10 — Западно-Саянская система; 11—16 — герцинские геосинклинальные системы и комплексы: 11 — средний палеозой (D—C<sub>1</sub>) Монголо-Забайкальской системы (Хг — Хангайский, Хн — Хентейский, А — Агинский синклинали); 12—13 — Южно-Монгольская система; 14 — Халхингольская система; 15 — геосинклинальные среднепалеозойские комплексы (D—C<sub>1</sub>) частных наложенных прогибов в пределах Центральномонгольского сектора салаирид (прогибы: 1 — Керуленский, 2 — Солхитский, 3 — Бам-плексы); 16 — геосинклинальные верхнепалеозойские комплексы (C—P—T) частных наложенных прогибов в пределах блока Внутренней Монголии (прогибы: 5 — Солонкерский, 6 — Линьси); 17—20 — квазиplatformенные впадины: 17 — ордовикские (Тоджинская впадина), 18 — девон-яндунгский, 19 — позднепалеозойские (7 — Селегинско-Орхонская, 8 — Центральномонгольская, 9 — Ноянсомонская), 20 — кайнозойские; 21—22 — районы развития мезозойских (21) и кайнозойских (22) вулканитов; 23 — основные граничные разрывы, 24 — линии профиля на рис. 79



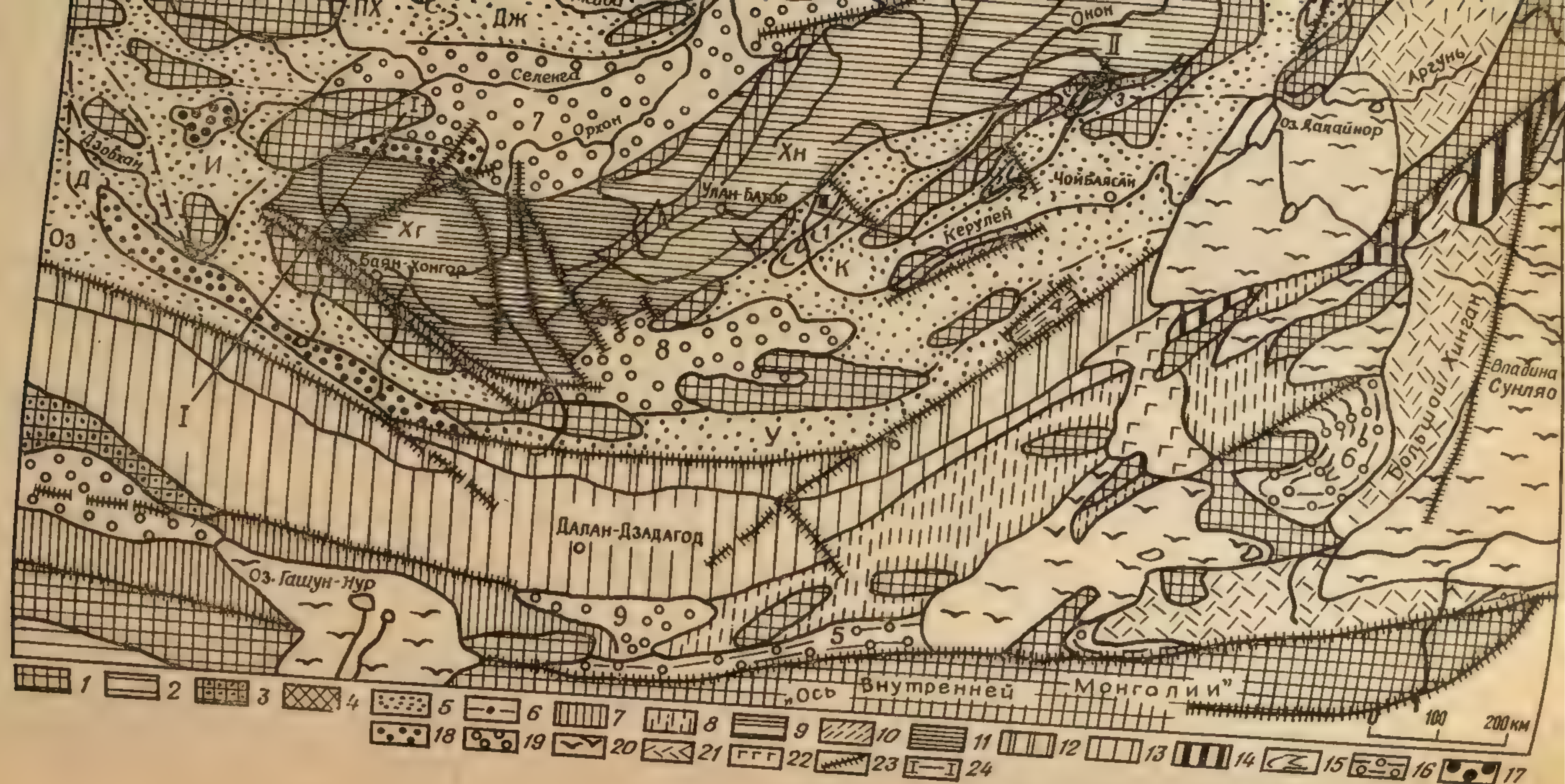


Рис. 64. Схема структурно-геологического районирования суперкрупных палеозойских образований восточного сегмента Восточных Урало-

Монголид. По Н. С. Зайцеву и др., 1974; Л. П. Зоненшайну, 1969; Н. С. Зайцеву, Б. Лувсанданзану, 1977 и другим источникам:

1 — выступы досалаирского протерозоя; 2 — чехол Сибирской платформы и Таримской плиты; 3 — деформированный чехол Джунгарского массива; 4 — протерозой Станового поднятия; 5 — салаирский комплекс (PR.s— $\mathcal{E}_2$ ), местами с покровом средне- и верхнепалеозойских образований; 6 — границы структурно-фациальных зон салаирид (буквы в квадратах: А-С — Алтае-Саянские салаириды, Оз — Озерная, Д — Дзабханская, И — Идэрская, Пх — Прихубсугульская, Дж — Джидинская, Б — Байкальская, К — Керуленская, У — Ундуршилнская, Ар — Аргунская зоны); 7—10 — каледонские геосинклинальные системы и комплексы: 7 — каледониды Гобийского Тянь-Шаня, 8 — каледонский (?) комплекс геоблока Внутренней Монголии, 9 — ранний палеозой ( $\mathcal{E}_3$ — $\mathcal{O}_1$ ?) Монголо-Забайкальской системы, 10 — Западно-Саянская система; 11—16 — герцинские геосинклинальные системы и комплексы: 11 — средний палеозой (D— $\mathcal{C}_1$ ) Монголо-Забайкальской системы (Хг — Хангайский, Хн — Хентейский, А — Агинский синклиналии); 12—13 — Южно-Монгольская система: 12 — внешняя, Гоби-Алтайская, зона, 13 — внутренняя, Заалтайская, зона; 14 — Халхингольская система; 15 — геосинклинальные среднепалеозойские комплексы (D— $\mathcal{C}_1$ ) частных наложенных прогибов в пределах Центральномонгольского сектора салаирид (прогибы: 1 — Керуленский, 2 — Солхитский, 3 — Баяндунгский, 4 — Тэбшиширинский); 16 — геосинклинальные верхнепалеозойские комплексы (С—Р—Т) частных наложенных прогибов в пределах блока Внутренней Монголии (прогибы: 5 — Солонкерский, 6 — Линьси); 17—20 — квазиplatformенные впадины: 17 — ордовикские (Тоджинская впадина), 18 — девонские, 19 — позднепалеозойские (7 — Селегинско-Орхонская, 8 — Центральномонгольская, 9 — Ноянсомонская), 20 — кайнозойские; 21—22 — районы развития мезозойских (21) и кайнозойских (22) вулканитов; 23 — основные граничные разрывы, 24 — линии профиля на рис. 79



Рис. 64. Схема структурно-геологического районирования суперконтинентальных палеозойских образований восточного сегмента Восточных Уралов. По Н. С. Зайцеву и др., 1974; Л. П. Зоненшайну, 1969; Н. С. Зайцеву, Б. Лувсанданзану, 1977 и другим источникам: 1 — выступы досалайского протерозоя; 2 — чехол Сибирской платформы и Таримской плиты; 3 — деформированный чехол Джунгарского массива; 4 — протерозой Станового поднятия; 5 — салайский комплекс (PR.s—E<sub>2</sub>), местами с покровом средне- и верхнепалеозойских образований; 6 — границы структурно-фациальных зон салаирида (буквы в квадратах: А-С — Алтае-Саянские салайские салаириды, Оз — Озерная, Д — Дзобханская, И — Идэрская, Пх — Прихуб-сугульская, Дж — Джидинская, Б — Байкальская, К — Керуленская, У — Ундуршилнская, Ар — Аргунская зоны); 7—10 — каледонские геосинклинальные системы и комплексы: 7 — каледониды Гобийского Тянь-Шаня, 8 — каледониды (?), 9 — ранний палеозой, 10 — Западно-Саянская система; 11—16 — герцинские геосинклинальные системы и комплексы: 11 — средний палеозой (E<sub>3</sub>—O<sub>1</sub>?) Монголо-Забайкальской системы, 12 — Агинский синклиналий; 12—13 — Южно-Монгольские среднепалеозойские комплексы (D—C<sub>1</sub>) Монголо-Забайкальской системы (Хг — Хангайский, Хн — Хентейский, А — Агинский синклиналий); 14 — Халхингольская система; 15 — геосинклинальные среднепалеозойские комплексы (D—C<sub>1</sub>) Монголо-Забайкальской системы (Хг — Хангайский, Хн — Хентейский, А — Агинский синклиналий); 16 — геосинклинальные верхнепалеозойские комплексы (C—P—T) частных наложенных прогибов в пределах Центрально-монгольского сектора салаирида (прогибы: 1 — Керуленский, 2 — Солхитский, 3 — Баян-Улунский, 4 — Тэбинширинский); 17 — ордовикские (Тоджинская впадина), 18 — девонские (Тэбинширинский); 19 — позднепалеозойские (7 — Селегинско-Орхонская, 8 — Центральномонгольская, 9 — кайнозойские, 20 — кайнозойские, 21—22 — районы развития мезозойских (21) и кайнозойских (22) вулканитов; 23 — основные граничные разрывы, 24 — линии профиля на рис. 79

ка. Четко видная Ануйско-Хархи́ринская зона в своей юго-восточной части консолидировалась в эпоху каледонской складчатости, в средней (Ануйско-Чуйской) — на рубеже девона и карбона, в северо-западной, наиболее просто построенной Алтае-Саянской части, — в середине карбона, в эпоху герцинской складчатости.

При рассмотрении основных этапов развития Урало-Монголид следует иметь в виду, что палеозойскому геосинклинальному мегациклу здесь предшествовал более ранний и более продолжительный позд-непротерозойский мегацикл, закончившийся в различных областях Урало-Монголид в разное время. В Западных Урало-Монголидах это был рифейский или рифейско-вендский мегацикл, завершившийся на рубеже докембрия и палеозоя байкальской складчатостью; в области Восточных Урало-Монголид — ангарский мегацикл, завершившийся ангарской складчатостью около 850 млн. лет назад; в Центральных Урало-Монголидах, в их западной части, — еще более ранний исседонский мегацикл, завершившийся складчатостью 1000—1100 млн. лет назад.

лет назад.

Во всех поясах и геоблоках Урало-Монголид начало палеозойского мегацикла было отделено от эпохи завершения предыдущего цикла некоторым перерывом, наиболее длительным, по-видимому, в области Центральных Урало-Монголид. На западе последних (Центральный Казахстан) ему отвечает эпоха формирования существенно кварцитовых толщ кокчетавской серии (см.: Леонов, с. 287). В связи с различным временем завершения допалеозойского мегацикла и неодинаковой длительностью перерыва, отделяющего эпоху его завершения от палеозойского мегацикла, неодинаковым было в различных областях Урало-Монголид и время начала последнего. Наиболее ранним оно было, по-видимому, в области Восточных Урало-Монголид и на востоке Центральных Урало-Монголид, и наиболее поздним — в Западных Урало-Монголидах.

Палеозойский геосинклинальный мега-цикл развития Урало-Монголид охватывает геосинклинальные циклы всех входящих в его состав геосинклинальных единиц. Продолжительность этих региональных циклов, отвечающих отдельным геосинклинальным системам, была различной. Они



развивались на разных стадиях мегацикла и завершались в различных секторах Урало-Монголид в разные эпохи палеозоя, что затрудняет, естественно, выделение в палеозойском мегацикле общих для всей области Урало-Монголид этапов развития. Но все же внутри палеозойского мегацикла выделяется эпоха, к которой приурочивается во многих областях Урало-Монголид завершение одних региональных геосинклинальных циклов — ранней генерации и одновременно начало развития других геосинклинальных циклов — поздней генерации. Эта переходная эпоха приходится в основном на силурийский период, но местами захватывает также конец ордовика и начало девона. Наличие этой переходной эпохи позволяет различать в палеозойском мегацикле ранний этап развития, завершившийся каледонской складчатостью — раннекаледонской (таконской) на рубеже ордовика и силура или позднекаледонской на рубеже силура и девона, — и поздний (позднепалеозойский) этап, завершившийся в конце палеозоя герцинской складчатостью. Наиболее четко эти два этапа обособляются в области Центральных Урало-Монголид, где первый из них охватывает кембрий, ордовик и силур и отвечает каледонскому этапу в обычном его понимании, а второй — герцинскому. В области Восточных Урало-Монголид ранний этап начинается в позднем протерозое и отвечает эопалеозойскому и раннепалеозойскому этапам других областей Лавразии. Наименее четко, по-видимому, рассматриваемые этапы обособляются в Западных Урало-Монголидах, поскольку переход от раннего этапа к позднепалеозойскому (герцинскому) в различных областях Урало-Монголид совершается не одновременно, силурийские образования в одних районах Урало-Монголид принадлежат еще раннему этапу, в других — герцинскому.

В Восточных Урало-Монголидах основным геосинклинальным циклом был салаирский цикл, начавшийся в позднем протерозое и завершившийся салаирской складчатостью, проявившейся двумя основными фазами: раннесалаирской, в среднем кембрии, и позднесалаирской, в раннем ордовике (в послетремадокское время). Последующая (раннепалеозойская) часть раннего этапа имела здесь уже характер завершающей стадии геосинклинального развития. В развитии Центральных и Западных Урало-Монголид салаирские движения сыграли незначительную роль, и говорить о салаирской стадии развития нельзя.

Герцинской складчатостью палеозойский мегацикл геосинклинального развития Урало-Монголид и период их геосинклинального развития в целом завершаются. Переход от заключительного — герцинского — этапа палеозойского геосинклинального мегацикла к последовавшему за ним квазиплатформенному мегациклу был растянут в пределах Урало-Монголид на значительный отрезок времени, отвечавший второй половине карбона — первой половине перми. Его начало может быть отнесено к середине раннего карбона — ко времени развития в середине визе саурской складчатости; конец — к середине перми. В позднепермское время, отчасти еще в триасе, в пределах Урало-Монголид сохранялись отдельные реликты геосинклинальных систем, отмирание которых протекало, однако, уже в условиях доминирующего квазиплатформенного режима.

Заключительная (переходная) стадия герцинского этапа завершает, как мы видим, не только герцинский этап развития Урало-Монголид, но и палеозойский мегацикл, и вообще весь период их геосинклинального развития. Являясь стадией окончательного отмирания геосинклинального режима, она занимает в палеозойском геосинклинальном мегацикле особое положение, выходящее за рамки герцинского этапа.



## ЭО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

### ЗАПАДНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ (УРАЛЬСКАЯ СИСТЕМА И ПАЙ-ХОЙ)

На Урале (см. рис. 61) после байкальской складчатости, охватившей криволукские и ашинские слои венда и завершившей рифейско-вендский мегацикл его развития, наступила длительная эпоха поднятия и денудации, отвечающая раннему и среднему кембрию, отложения которой на Урале почти повсеместно отсутствуют (рис. 65).

Палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего кембрия известны лишь на Южном Урале: в районе г. Троицка на Восточном Урале и в нескольких точках восточного крыла Зилаирского синклинория на Западном Урале. В районе Троицка трансгрессивно залегающий нижний кембрий представлен толщей песчаников, отчасти гравелистых филлитовидных глинистых сланцев с линзами известняков с остатками археоциат, основных вулканитов, до 1500 м общей мощности. В Зилаирском синклинории известны выходы известняков с археоциатами, располагающиеся в полях развития более молодых отложений. По-видимому, в раннем кембрии море двумя заливами проникало с юга в область Южного Урала, не распространяясь на остальную его территорию.

Недавно появились указания на присутствие на крайнем юге Урала, в Мугоджарах, слоев (песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями известняков) с ископаемыми среднего кембрия. Эти указания требуют еще подтверждения, и возможно, что речь идет в данном случае о слоях не среднего, а верхнего кембрия, пользующихся на Южном Урале и в Мугоджарах широким распространением.

Раннепалеозойский этап развития Уральской системы начинается с позднего кембрия и охватывает два цикла событий, разделяясь соответственно на две стадии: позднекембрийско-раннеордовикскую и позднеордовикско-раннедевонскую, последняя из которых на Восточном Урале начинается несколько позже (с конца ордовика?), чем на Западном Урале и Пай-Хое.

#### Позднекембрийско-раннеордовикская стадия

В позднем кембрии прогибание в южной части Западного Урала возобновилось и вызвало морскую трансгрессию того же примерно масштаба, что и раннекембрийская. По-видимому, несколько позже, в конце позднего кембрия, погружением и трансгрессией была охвачена северная часть Западного Урала и Пай-Хой. К началу ордовика трансгрессия распространилась на весь Западный Урал, где возник открытый как к северу, так и к югу морской бассейн, ограниченный с востока протяженным островным (?) массивом суши, занимавшим восточный край зоны Уралтау и прилегающие к ней участки Восточного Урала. Западный край этого бассейна совпадал, по-видимому, с восточным краем Восточно-Европейской платформы.

Отложения верхнего кембрия — нижнего ордовика, достигающие 1500—2000 м общей мощности, известны как в Бельско-Елецкой, так и в Сакмаро-Лемвинской зоне. Везде они залегают трансгрессивно с размывом и несогласием на слоях протерозоя. Состав их однообразно терригенный с незначительным участием вулканогенных образований. Это толщи песчаников, конгломератов, алевролитов, реже глинистых сланцев, в эпоху формирования которых заметного различия в характере осадконакопления в различных зонах Западного Урала, по-види-



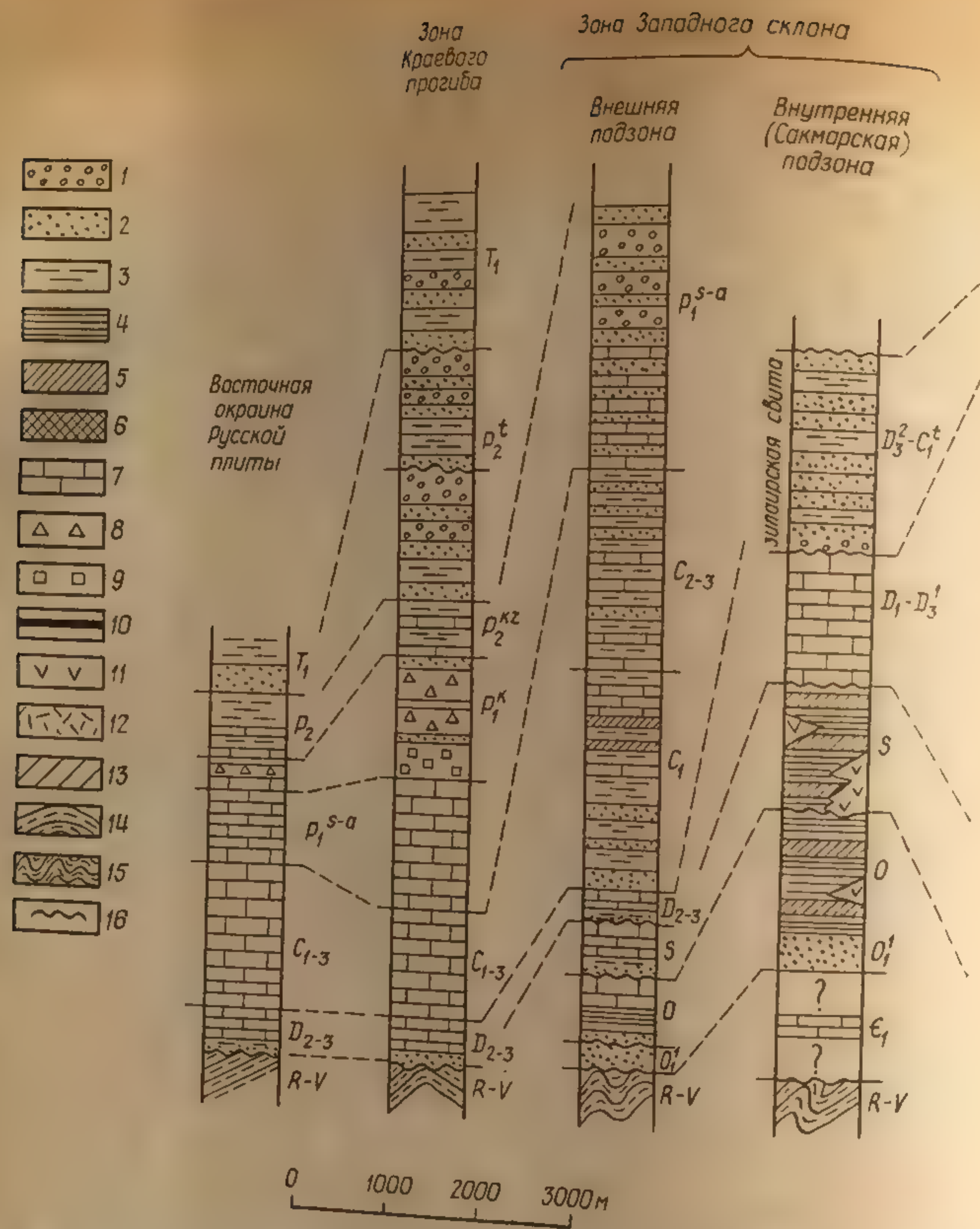
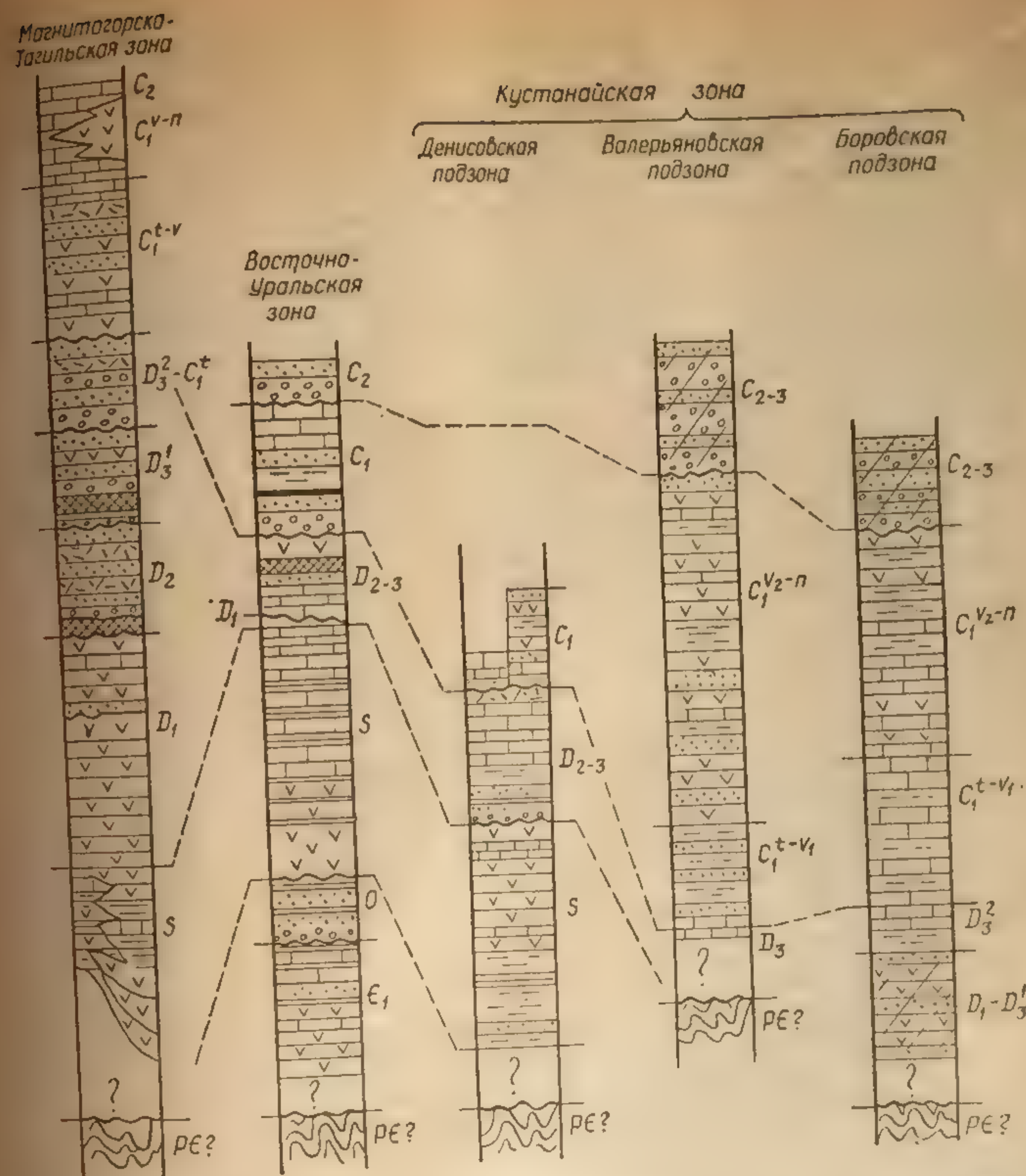


Рис. 65. Схематические стратиграфические разрезы палеозойских отложений синклинальных зон Уральной складчатой системы:  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремнистые сланцы, фтаниты; 6 — яшмы; 7 — известняки, доломиты, мергели; 8 — гипс, ангидрит; 9 — каменная соль; 10 — прослойки каменного угля; 11—12 — вулканические породы; 11 — основного и среднего состава, 12 — кислого состава; 13 — красноцветные породы; 14 — слои рифея — венда Западного Урала; 15 — метаморфические породы докембрия (?) Восточного Урала; 16 — разрыв, перерыв в накоплении осадков

тому, не было. Среди этих отложений широко развиты песчаники кварцевого или кварц-полевошпатового состава (кварциты, аркозы) и конгломераты с кварцевой галькой, возникшие за счет размыва пород верхнего протерозоя. Во многих районах погребение обломочного материала в восточном направлении указывает на его поступление с восточной части данных отложений островной (?) суши. Обычно нижняя часть данных отложений имеет более грубый состав, верхняя — более тонкозернистый. На Южном Урале рассматриваемые слои (орская серия) представлены в основном восточнее, на Северном — на западе.



(тельпосская свита и ее аналоги), встречаются редко, и возможно, что эти слои имеют здесь в основном уже континентальное происхождение. На Полярном Урале (Лемвинский синклинорий) и на Пай-Хое они снова приобретают морской характер.

На Восточном Урале отложения верхнего кембрия палеонтологически не установлены. Лишь в немногих районах, преимущественно в антиклинорных зонах, выявлены здесь и слои нижнего ордовика. Последние представлены толщами, до 1500—2000 м мощности, терригенными нередко грубообломочными мелководными морскими, частично, возможно, континентальными образованиями, сходными с однообразными толщами Западного Урала. В некоторых районах Урало-Тобольского поднятия присутствуют сходные более древние (?) немые терригенные толщи, возраст которых предположительно считается некоторыми геологами позднекембрийскими.

Темноордовикско-раннедевонская стадия



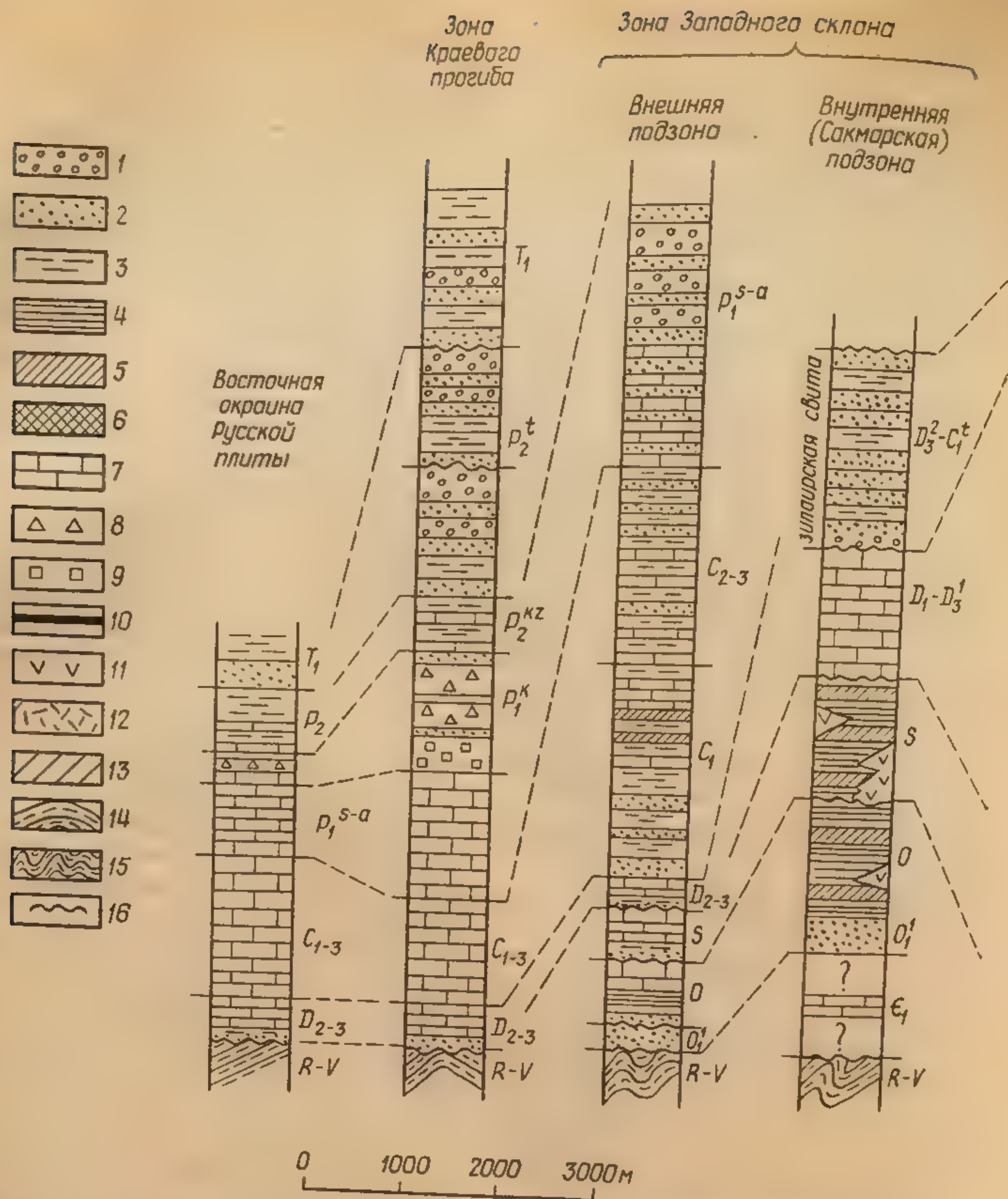
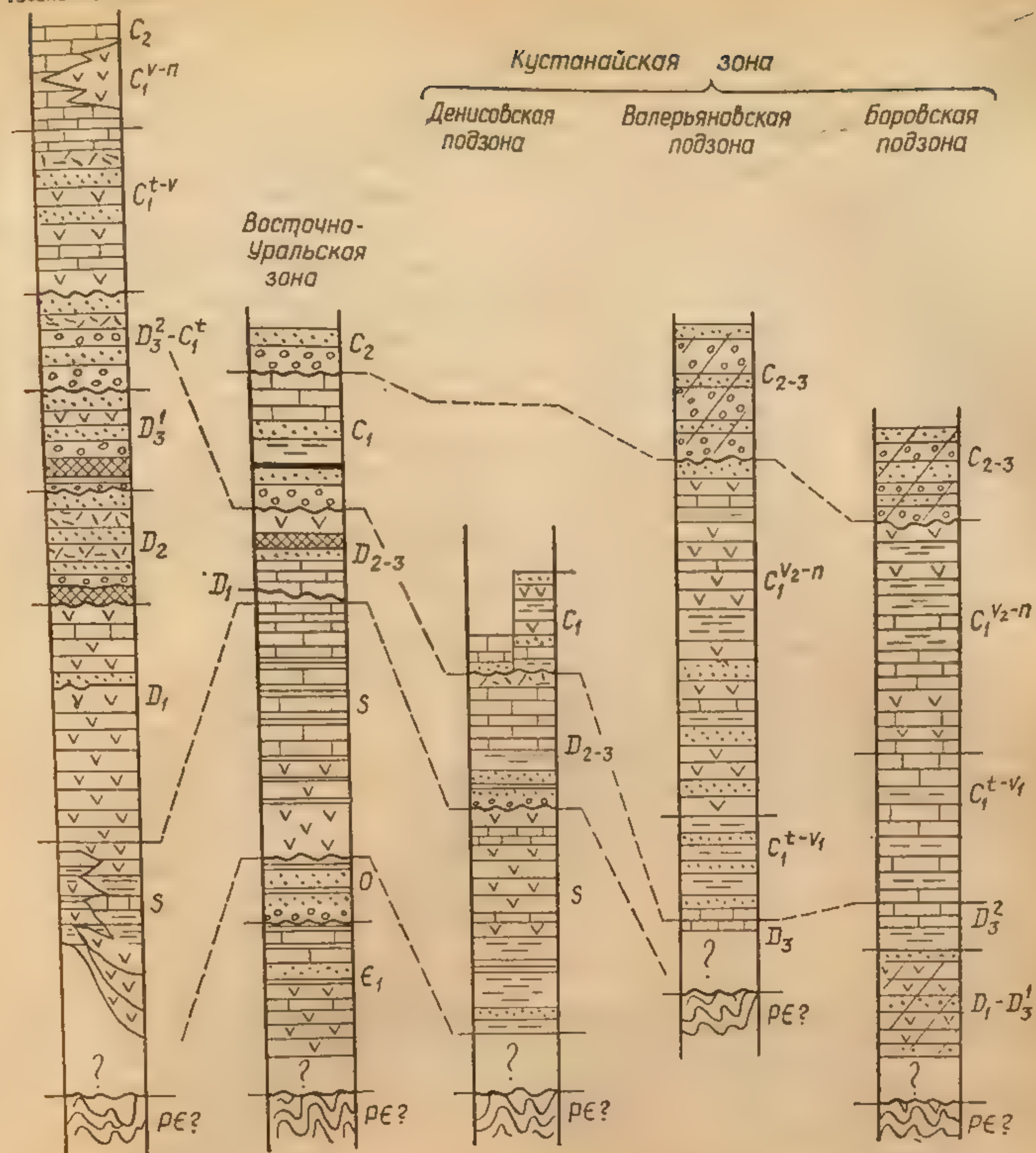


Рис. 65. Схематические стратиграфические разрезы палеозойских отложений синклинальных зон Уральской складчатой системы:  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы, 5 — кремнистые сланцы, фтаниты; 6 — яшмы; 7 — известняки, доломиты, мергели; 8 — гипс, ангидрит; 9 — каменная соль; 10 — прослои каменного угля; 11-12 — вулканические породы: 11 — основного и среднего состава, 12 — кислого состава; 13 — красноцветные породы; 14 — слои рифея — венда Западного Урала; 15 — метаморфические породы докембрия (?) Восточного Урала; 16 — размытые слои, перерыв в накоплении осадков

тому, не было. Среди этих отложений широко развиты песчаники кварцевого или кварц-полевошпатового состава (кварциты, аркозы) и конгломераты с кварцитовой галькой, возникшие за счет размыва пород верхнего протерозоя. Во многих районах погребение обломочного материала в восточном направлении указывает на его поступление с востока, из области Восточно-Уральской островной (?) суши. Обычно нижняя часть данных отложений имеет более грубый состав, верхняя — более тонкозернистый. На Южном Урале рассматриваемые слои (орская серия) представлены в основном морскими образованиями. Севернее, на Среднем и Северном Урале, остатки морских организмов, при этом только беззамковых плеченогих, в слоях, о которых идет речь



Магнитогорско-  
Тагильская зона



(тельпосская свита и ее аналоги), встречаются редко, и возможно, что эти слои имеют здесь в основном уже континентальное происхождение. На Полярном Урале (Лемвинский синклиорий) и на Пай-Хое они снова приобретают морской характер.

На Восточном Урале отложения верхнего кембрия палеонтологически не установлены. Лишь в немногих районах, преимущественно в антиклинорных зонах, выявлены здесь и слои нижнего ордовика. Последние представлены толщами, до 1500—2000 м мощности, терригенные нередко грубообломочных мелководных морских, частично, возможно, континентальных образований, сходных с одновозрастными слоями Западного Урала. В некоторых районах Урало-Тобольского поднятия присутствуют сходные более древние(?) немые терригенные толщи, возраст которых предположительно считается некоторыми геологами позднекембрийским.

#### Позднеордовикско-раннедевонская стадия

На Западном Урале отложения нижней части среднего ордовика палеонтологически не установлены, и на это время здесь приходится



широко распространенный перерыв в накоплении осадков. В связи с этим перерывом во многих районах Западного Урала слои второй половины ордовика (карадока и ашгилия) залегают трансгрессивно. В Бельско-Елецкой зоне и на Пай-Хое они представлены в основном карбонатными породами, до 600—800 м общей мощности, а в Сакмаро-Лемвинской зоне — более мощными (до 1000—1500 м) терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями. В обеих зонах вверх по разрезу слои ордовика сменяются сходными с ними по составу слоями силура. Таким образом, с середины ордовика на Западном Урале произошло обособление характерных для него структурно-фациальных зон, которое сохраняется в дальнейшем до середины девона.

Как и во многих других аналогичных случаях, условия формирования карбонатных отложений Бельско-Елецкой зоны и терригенных отложений Сакмаро-Лемвинской зоны трактуются различно. Карбонатные отложения одними исследователями считаются более прибрежными образованиями, другими — образующимися на более открытом море (рис. 66). Для Западного Урала второе из этих решений (рис. 66, б), по-видимому, более соответствует действительности.

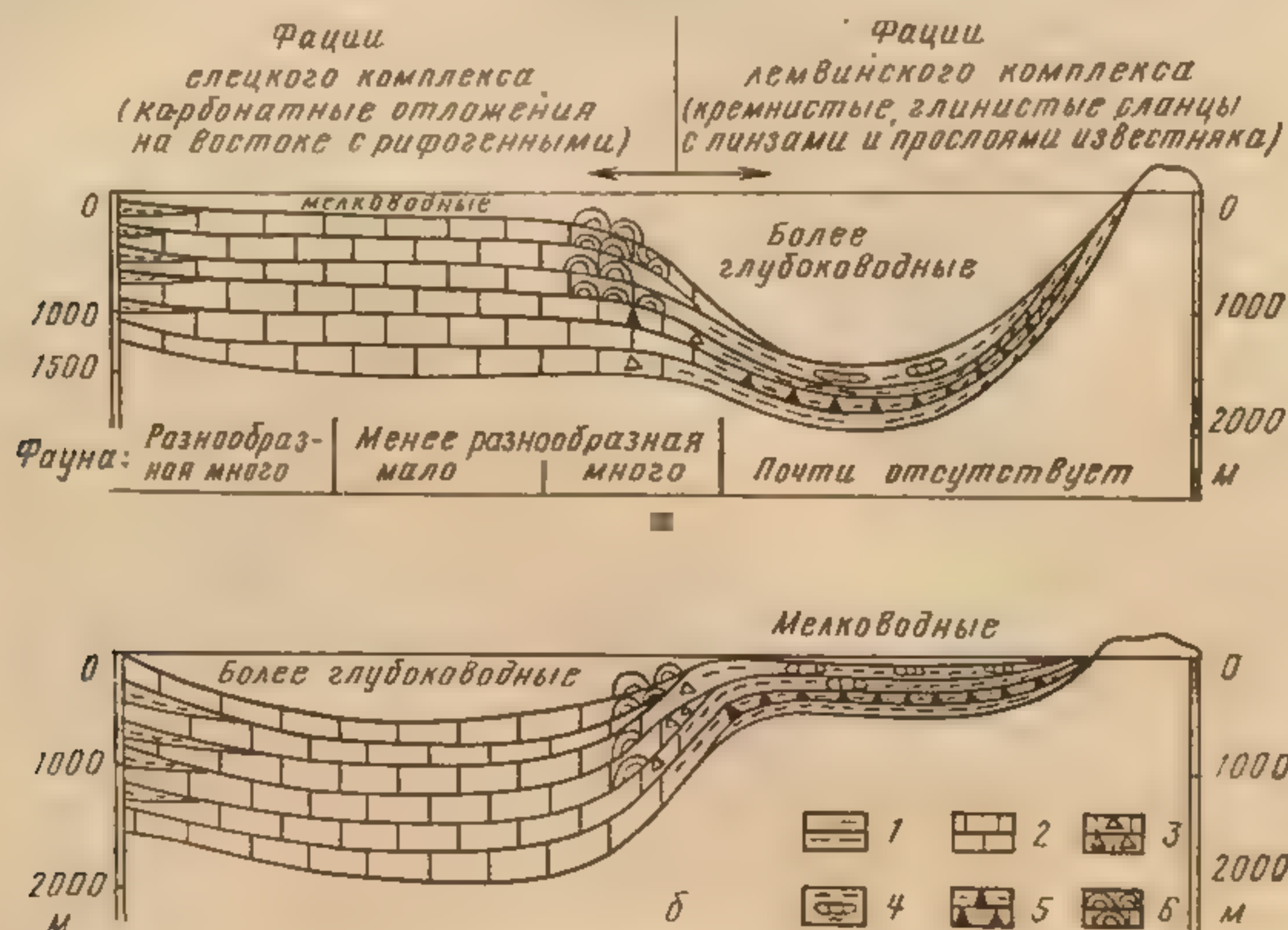


Рис. 66. Два профиля, иллюстрирующие различные представления об условиях отложения осадков елецкой и лемвинской фациальных зон. По Г. А. Чернову, 1972:  
 а — осадки елецкой фациальной зоны — более мелководные, чем лемвинские; б — осадки лемвинской фациальной зоны — более мелководные, чем елецкие; 1 — глинистые сланцы, 2 — известняки, 3 — известняковые брекчии, 4 — линзы известняка в глинистых сланцах, 5 — кремнистые породы, 6 — рифогенные известняки

Для Восточного Урала сведения о средне-верхнеордовикских отложениях весьма скудны. Палеонтологические данные позволяют говорить о присутствии здесь лишь слоев среднего ордовика, которые как по составу, так и по характеру распространения сходны с отложениями нижнего ордовика тех же районов. Но местами и на Восточном Урале получают развитие в среднем-верхнем ордовике слои карбонатного и терригенно-карбонатного состава. В синклинорных зонах (Тагильско-Магнитогорской и др.) Восточного Урала к верхнему ордовика относят обычно основные эффузивы, без ископаемых, подстилающие слои нижнего силура; возможно, что их появление и широкое распространение связано с расколами, приведшими к обособлению синклинорных зон Восточного Урала, которое с этого времени становится основным фактором, контролирующим на Восточном Урале положение зон накопления осадочных и вулканогенных образований.



...и другими — образующимися на более открытом море (рис. 66). Для Западного Урала второе из этих решений (рис. 66, б), по-видимому, более соответствует действительности.

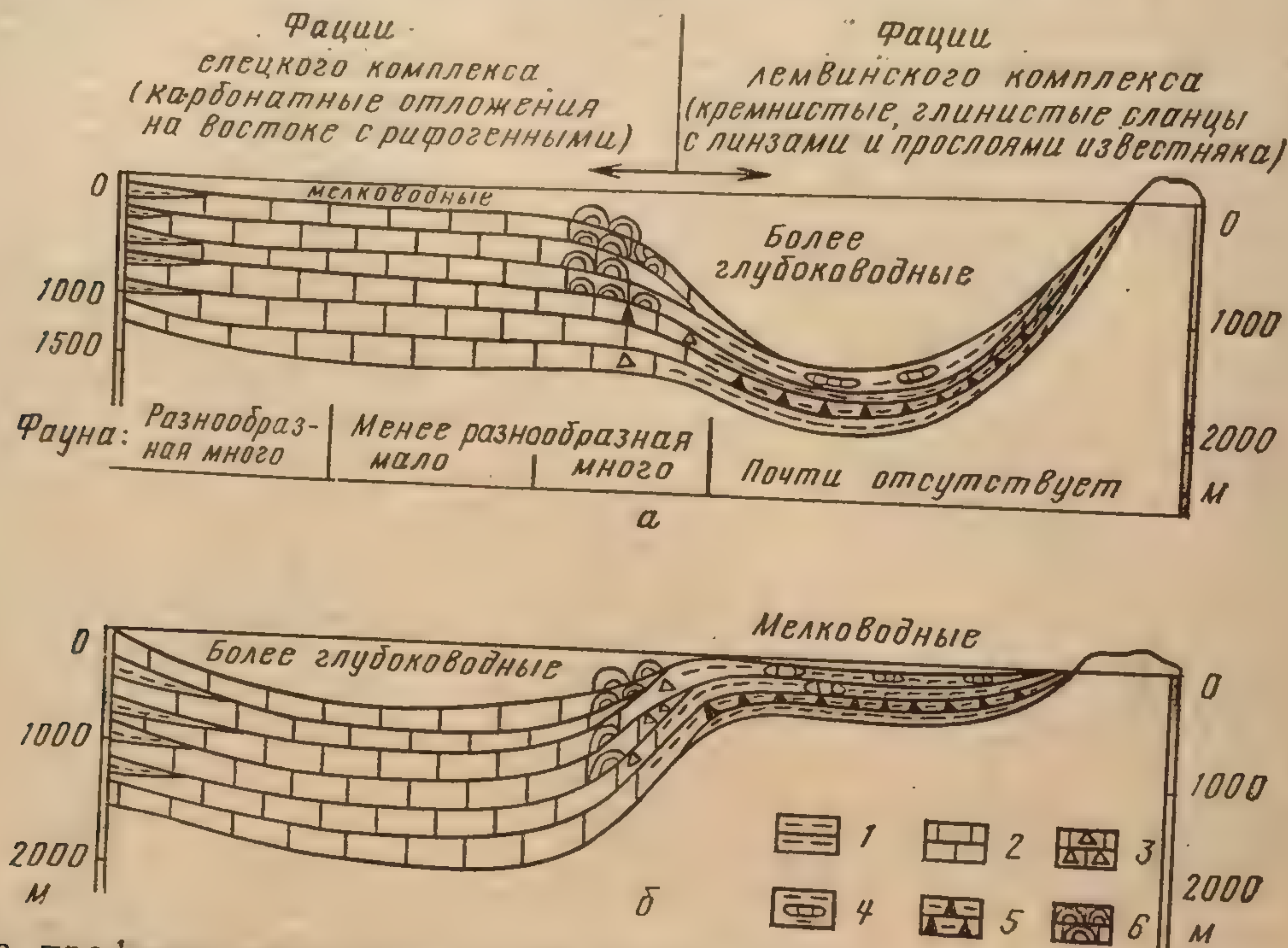


Рис. 66. Два профиля, иллюстрирующие различные представления об условиях отложения осадков елецкой и лемвинской фациальных зон. По Г. А. Чернову, 1972: а — осадки елецкой фациальной зоны — более мелководные, чем лемвинские; б — осадки лемвинской фациальной зоны — более мелководные чем елецкие; 1 — глинистые сланцы, 2 — известняки, 3 — известняковые брекчии, 4 — линзы известняка в глинистых сланцах, 5 — кремнистые породы, 6 — рифогенные известняки

Для Восточного Урала сведения о средне-верхнеордовикских отложениях весьма скудны. Палеонтологические данные позволяют говорить о присутствии здесь лишь слоев среднего ордовика, которые как по составу, так и по характеру распространения сходны с отложениями нижнего ордовика тех же районов.



В силуре и раннем девоне на Западном Урале и Пай-Хое условия осадконакопления не отличались заметным образом от условий позднего ордовикского времени. Но распространение маломощных кремнисто-глинистых отложений сакмаро-лемвинского типа было ограничено в силуре Лемвинским синклинорием, районом Уфимского амфитеатра и во-

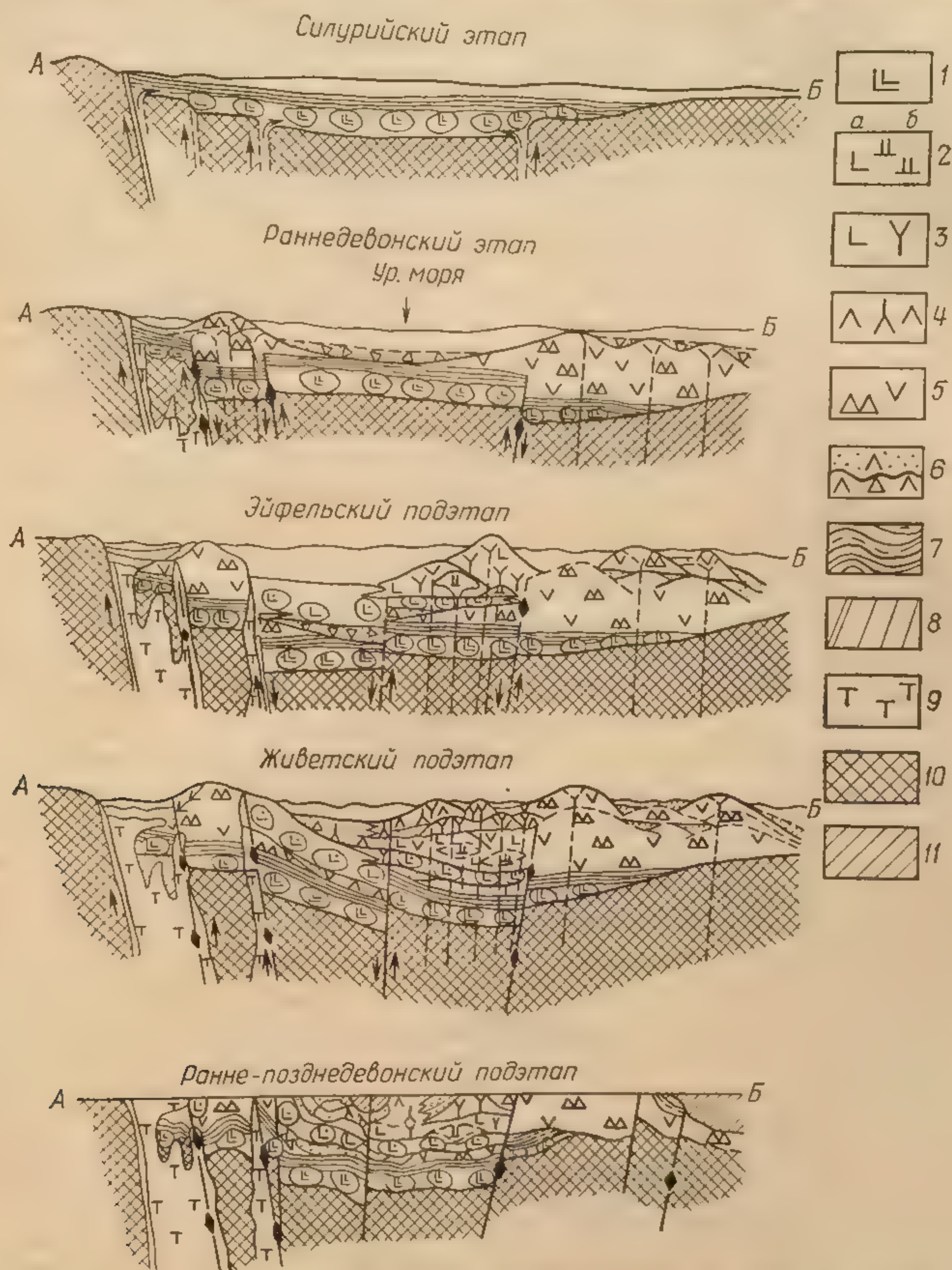


Рис. 67. Схема развития северной части Магнитогорского прогиба в силуре — позднем девоне. По М. Б. Бородаевской и др., 1969.

1—5 — вулканические формации: 1 — базальтовая (подушечные лавы базальтов с прослоями яшм), 2 — липарито-базальтовая (а — подушечные лавы базальтов с прослоями яшм, б — эффузивы и пирокласты липарито-дацитового состава), 3 — базальты, андезито-базальты, с горизонтами андезито-дацитов и дацитов (продукты вулканизма центрального типа), 4 — андезито-базальты, базальты, редко дациты, андезито-дациты и их туфы (продукты вулканизма центрального типа), 5 — слабо дифференцированная осадочно-пирокластическая формация; 6 — осадочно-вулканогенные и вулканомиктовые осадочные породы различного состава с прослоями терригенных осадочных пород и рифовых известняков; 7 — осадочные формации: углисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами и яшмы; 8 — разрывные нарушения; 9 — гипербазиты; 10 — протерозойско-нижнепалеозойский фундамент; 11 — прогибы послефранского возраста

сточной части Зилаирского синклинория, а в девоне — возможно, лишь первым из этих районов. На других участках Западного Урала они фациально замещались карбонатными осадками бельско-елецкого типа.



глинистых отложений сакмаро-лемвинского типа было ограничено в силуре Лемвинским синклинорием, районом Уфимского амфитеатра и во-

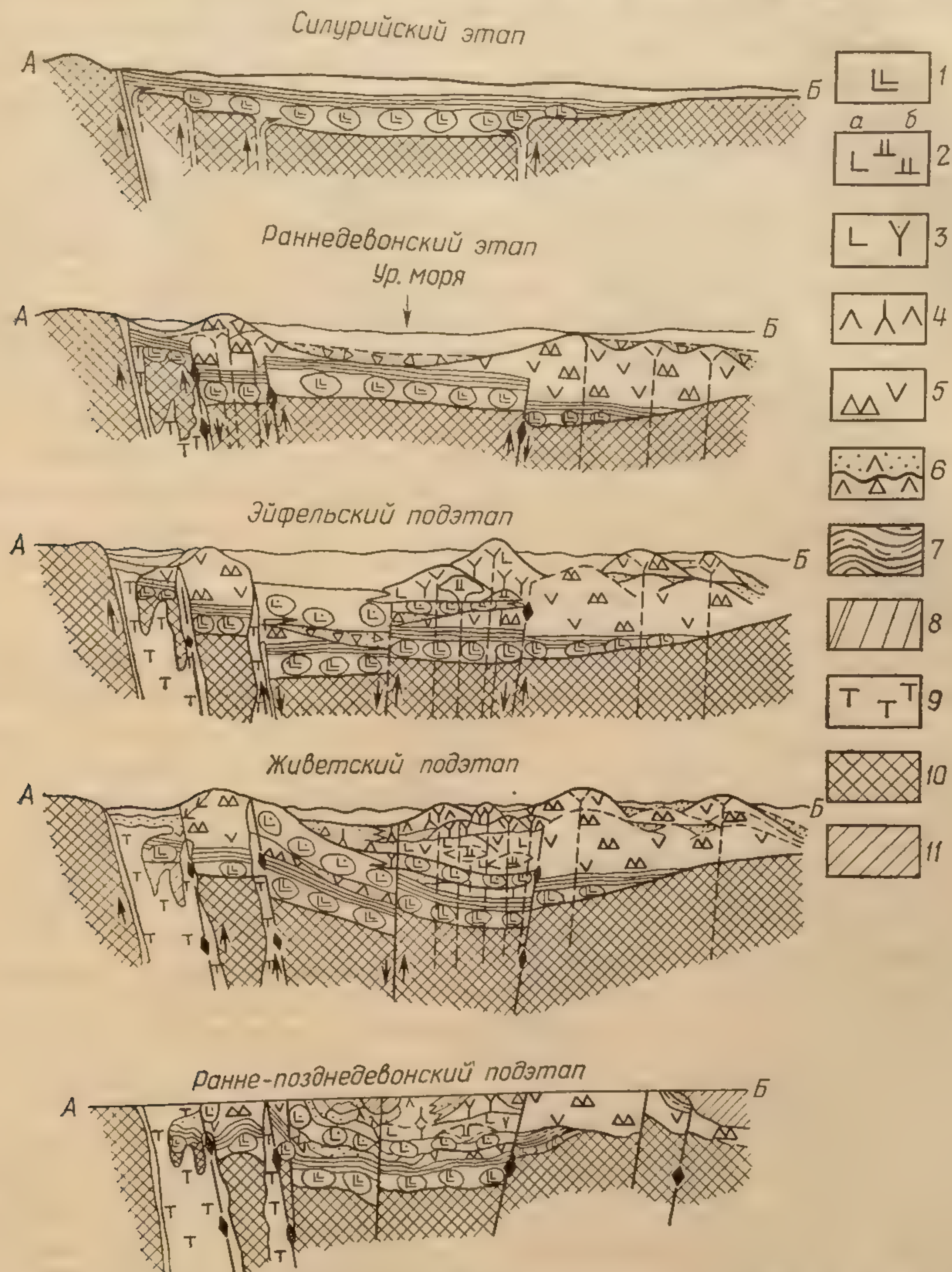


Рис. 67. Схема развития северной части Магнитогорского прогиба в силуре — позднем девоне. По М. Б. Бородаевской и др., 1969.

1—5 — вулканические формации: 1 — базальтовая (подушечные лавы базальтов с прослоями яшм, б — эффузивы), 2 — липарито-базальтовая (а — подушечные лавы базальтов с прослоями яшм, б — эффузивы), 3 — базальты, андезитобазальты, с горизонтами андезито-дацитов и дацитов (продукты вулканизма центрального типа), 4 — андезитобазальты, базальты, редко дациты, андезито-дациты и их туфы (продукты вулканизма центрального типа), 5 — слабо дифференцированная андезитобазальтовая формация; 6 — осадочно-вулканические формации: осадочно-пирокластические породы различного состава с прослоями терригенных осадочных пород и рифовых известняков; 7 — осадочные формации: углисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами и яшмы; 8 — разрывные нарушения; 9 — гипербазиты; 10 — протерозойско-нижнепалеозойский фундамент; 11 — прогибы послефранского возраста

В девонском синклинория, а в девоне — возможно, лишь



К концу раннего девона наступило почти полное осушение Западного Урала, следствием которого был широко распространенный предсреднедевонский перерыв в осадконакоплении.

На Восточном Урале нижнесилурийские (и верхнеордовикские?) вулканогенные и осадочные образования распространены во всех синклинорных зонах. В Магнитогорском и Тагильском синклинориях (рис. 67) в основании разреза залегает толща однообразных по составу основных вулканитов, часто с подушечной отдельностью, указывающей на подводный характер излияний. Среди вулканитов и в их кровле встречаются прослои и линзы кремнисто-глинистых сланцев и яшм с остатками граптолитов. По петрохимическому составу эти базальные вулканиты наиболее близки к породам трапповых комплексов платформ. Со второй половины ландоверского века вулканическая деятельность все более локализуется в отдельных вулканических центрах и приобретает преимущественно наземный характер. Состав вулканитов становится все более пестрым, в нем начинают преобладать породы среднего и кислого состава и продукты лавовых излияний все более уступают место различным пирокластическим образованиям. Мощность вулканитов изменчива. В районах вулканических центров мощность отдельных вулканических комплексов может достигать нескольких тысяч метров, быстро уменьшаясь (вплоть до полного выклинивания) к периферии этих центров. Но поскольку положение последних менялось, средняя мощность рассматриваемых образований колеблется значительно меньше, в пределах 4000—6000 м.

В верхнем силуре и нижнем девоне в Тагильско-Магнитогорской зоне и в других зонах Восточного Урала увеличивается роль осадочных образований. Их состав от района к району сильно меняется. Характерно присутствие среди них прослоев яшм и других кремнистых пород. В Магнитогорском синклинории карбонатные породы в силуре — нижнем девоне распространены спорадически и заметной роли не играют. Но в Тагильском синклинории они получают в северном направлении все большее распространение, слагая протяженную, расширяющуюся к северу полосу. Еще бо́льшую роль карбонатные породы играют в наиболее северном — Шучьинском — синклинории той же зоны.

С эпохой излияния базальных вулканитов позднего ордовика (?) — раннего силура было связано, по-видимому, и внедрение крупных тел основных и ультраосновных пород, цепочки которых обрамляют Тагильско-Магнитогорскую зону с запада и востока. Последовательность залегания различных типов данных пород (гипербазитов, амфиболитов, габбро и др.), которая наблюдается в некоторых районах у западного края Тагильского синклинория, близка к строению крупных расслоенных базит-ультрабазитовых протоплатформенных интрузий (лополитов) раннего протерозоя, в частности Бушвельдского лополита (см.: Леонов, рис. 97). Интересно в этой связи, что в последнее время некоторые исследователи пытаются сравнить цепочку базит-ультрабазитовых массивов Южного Урала с цепочкой интрузий, составляющих Великую дайку Зимбабве (см.: Леонов, рис. 91), формирование которой непосредственно связано с внедрением Бушвельдского лополита.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ

##### Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс

В палеозойской истории Центральных Урало-Монголид Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс всегда играл, по-видимому, роль относи-



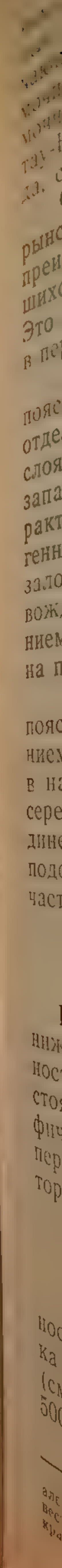
тельно устойчивого в целом срединного массива, редко погружавшегося ниже уровня моря. В его пределах (см. рис. 62) типичной областью раннекаледонской складчатости является лишь осевая — Улутау-Нарынская — зона, сложенная осадочными толщами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, которых мы уже касались при рассмотрении верхнепротерозойских отложений северо-восточной Евразии. Во внешней (Тургайско-Среднетяньшаньской) и внутренней (Кокчетав-Иссыккульской) зонах пояса образования каледонского этапа, представленные в основном терригенными толщами ордовика, распространены лишь на отдельных участках, где они, как и в Улутау-Нарынской зоне, подверглись интенсивной складчатости.

Улутау-Нарынская зона характеризуется своеобразным выдержанным на всем ее протяжении типом развития верхнепротерозойских, кембрийских и ордовикских отложений. Но в ее центральной несколько расширенной дугообразно изгибающейся части выделяется несколько подзон, из которых характерный для зоны в целом тип развития свойствен в полной мере лишь внешней (юго-западной) — Чаткало-Нарынской — подзоне. В более внутренних подзонах (Каратау-Таласской и Сусамырской) состав и строение тех же отложений отличаются уже некоторыми особенностями.

В Чаткало-Нарынской подзоне, прослеживающейся на всем протяжении Улутау-Нарынской зоны (Улутау, Большой Каратау, Джетымтау) формирование верхнепротерозойско-нижнеордовикских отложений отвечает двум крупным осадочным циклам, в начальную фазу каждого из которых накапливались в основном грубообломочные породы, а во вторую фазу — кремнисто-глинистые и карбонатные (рис. 68). По возрасту в комплексе этих отложений различают обычно нижнюю часть, объединяющую образования нижнего осадочного цикла и нижнюю грубообломочную часть верхнего цикла, и верхнюю часть, отвечающую верхней части верхнего цикла. Нижнюю из них большинство исследователей относит к верхнему протерозою, верхнюю — к кембрию — нижнему ордовику.

В хр. Большой Каратау нижняя часть нижнего цикла представлена толщей (ранской свитой) слабометаморфизованных конгломератов, грубозернистых песчаников и алевролитов, до 600—800 м общей мощности, несогласно налегающей на более древние слои протерозоя. Верхняя часть нижнего цикла (500—600 м) сложена внизу глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, а сверху — известковистыми алевролитами, известняками и фациально их замещающими углисто-глинистыми сланцами. Верхний цикл начинается толщей, от нескольких десятков до 300—350 м мощности, песчаников, алевролитов, сланцев с мощными линзами и прослоями валунных конгломератов и диамиктитов. Сходство этой толщи с байконурской свитой района Улутау (см.: Леонов, рис. 136) дает основание также называть ее байконурской свитой. Верхняя часть верхнего цикла имеет в районе Большого Каратау трехчленное строение. Внизу (250 м) она сложена темно-серыми до черных кремнистыми, углисто-кремнистыми, углисто-известковыми сланцами с прослоями известняка, к нижней части которых приурочены ванадиевое оруденение и повышенное содержание фосфора; в средней части (до 400 м) — известняками и доломитами с прослоями углисто-кремнистых сланцев; в верхней (до 250 м) — желтыми, сургучно-красными и черными кремнистыми яшмовидными сланцами с остатками радиолярий и граптолитов нижнего ордовика. Выше следует мощная (свыше 2000 м) толща песчаников и алевролитов среднего-верхнего ордовика, принадлежащая, по-видимому, уже к самостоятель-





Разрезы: 1 — Байконурский синклиниорий, 2 — Конский синклиниорий, 3 — Ишкеольмесский антиклинорий, 4 — Ерментаусский антиклинорий, 5 — хр. Чингизтау, 6 — хр. Большой Каратау, 7 — хр. Малый Каратау, 8 — Атасу-Моинтинский водораздел, 9 — Атасуйский антиклинорий, 10 — Тектурмасский антиклинорий.  
1 — конгломераты, — 2 диамиктиты, 3 — песчаники и кварциты, 4 — глинистые сланцы и

10 — Тектурмасский антиклинорий.  
1 — конгломераты, — 2 диамиктиты, 3 — песчаники и кварциты, 4 — глинистые сланцы и



ному циклу осадконакопления. Мощный (до 2000—3000 м) терригенный средний-верхний ордовик рассматриваемой подзоны, резко отличающийся по составу от подстилающих отложений, напоминает «обломочные клинья» ордовика Южных Аппалачей (см. рис. 25, 31). Обломочный материал терригенных толщ среднего-верхнего ордовика Улу-тау-Нарынской подзоны поступал, по-видимому, с запада и юго-запада, со стороны древних массивов Тургайско-Среднетяньшаньской зоны.

Основное различие отложений Каратау-Таласской и Чаткало-Нарынской подзон заключается в значительно большей мощности и в преимущественно карбонатном составе верхних свит обоих упоминавшихся выше циклов в разрезе первой из них (см. рис. 68, разрез 7). Это также указывает, по-видимому, на принос обломочного материала в период их формирования с запада и юго-запада.

Во внутренней (Кокчетав-Иссыккульской) зоне рассматриваемого пояса отложения каледонского этапа распространены лишь местами, в отдельных грабенообразных синклиналиях и представлены только слоями палеозоя — средним-верхним кембрием, ордовиком, иногда, у западной границы зоны, также нижним силуром. Эти отложения характеризуются значительной мощностью, относительно грубым терригенным составом и присутствием в разрезе вулканитов. По-видимому, заложение и развитие синклиналиев, которые они выполняют, сопровождалось раздроблением их докембрийского основания и возникновением глубоких расколов, послуживших путями проникновения магмы на поверхность.

Каледонский этап развития Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса закончился в конце ордовика складчатостью и общим воздыманием территории пояса. Лишь в некоторых прогибах внутренней зоны в начале силура прогибание на короткий срок возобновилось, но в середине силура и оно прекратилось. Повторная складчатость в середине(?) силура и связанное с ней воздымание присоединили районы подобных прогибов к ранее сформировавшейся структуре основной части пояса.

### Казахстано-Джунгарский геоблок

На обширной территории Казахстано-Джунгарского геоблока слои нижнего палеозоя пользуются широким распространением. Но бедность их нижней части органическими остатками и ряд других обстоятельств затрудняют их изучение, и в настоящее время стратиграфическая последовательность и возраст многих толщ кембро-ордовика пересматриваются. Это затрудняет восстановление досилурийской истории геоблока.

#### Восточная периферическая зона (хр. Чингизтау)

Наиболее полная и мощная (до 17 000—18 000 м?) последовательность нижнепалеозойских отложений Казахстано-Джунгарского геоблока установлена в Восточной периферической зоне, в хр. Чингизтау (см. рис. 68). В основании разреза здесь помещается мощная (4000—5000 м) вулканогенно-кремнистая серия. Ее нижняя большая часть

алевролиты, 5 — углисто-кремнистые сланцы и фтаниты, 6 — яшмы и микрокварциты, 7 — известняки и доломиты, 8 — железистые кварциты, 9 — метаморфические сланцы и гнейсы, 10 — вулканогенные породы основного состава, 11 — вулканогенные породы кислого и среднего состава, 12 — вулканогенные породы, 13 — фосфориты, 14 — границы размыва



(балкыбекская свита) слагается основными вулканитами с незначительными прослоями известняков, песчаников, алевролитов. В известняках встречены остатки археоциат алданского возраста. Верхняя часть данной серии (окпектинская свита) сложена пачками яшм и других кремнистых пород, до 100—200 м мощности, обычно ленточно-слоистых и разноокрашенных (красных, черных, белых, зеленых), чередующихся с пачками терригенных пород.

Выше в разрезе Чингизтау помещается песчано-алевролитовая (шокпактинская) свита. В линзах известняка в ней встречаются остатки археоциат нижней части ленского яруса. В верхней части свиты указывается горизонт глыбовых конгломератов, возможно ледникового происхождения. Общая мощность свиты 1200—1800 м. Выше следует мощная (3000—4000 м) существенно вулканогенная бощекульская серия. В ее нижней части распространены вулканиты основного состава, в средней — среднего, в верхней — кислого состава, которые прослаиваются песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами, известняками с остатками археоциат, трилобитов и других ископаемых ленско-амгинского возраста. Вышележащие отложения майского яруса и нижней части верхнего кембрия представлены в разрезе Чингизтау терригенной с прослоями известняков чингизтауской свитой (внизу) и вулканогенной ордатасской свитой (вверху) общей мощностью до 1500—2000 м.

Выше несогласно с базальным конгломератом в основании залегают широко распространенные в Чингизтау терригенно-вулканогенные образования торткудукской серии верхнего кембрия — тремадока. Образованию торткудукской серии предшествовали складчатость (салаирская) и общее воздымание территории Чингизтау. Торткудукская серия выделяется сравнительно грубозернистым составом, в котором существенную роль играют конгломераты и грубозернистые песчаники.

Ордовик и силур Чингизтау представлены изменчивой по составу толщей осадочных и вулканогенных образований, до 8000—9000 м общей мощности, фацциально замещающих друг друга в различных районах Чингизтау. В своей осадочной части — это в основном песчано-алевролит-сланцевые толщи, часто флишеидного характера, с отдельными пачками и прослоями известняков. Нижней части ордовика свойственно присутствие кремнистых пород, подобных таковым нижнего кембрия. Среди вулканитов преобладают породы среднего и кислого состава, но в верху разреза (в уинлоке) распространены мощные покровы основных лав.

Слои силура часто залегают в Чингизтау несогласно с размывом, что говорит о проявлении здесь, на рубеже ордовика и силура, складчатости (таконской). Отложения лудлова в Чингизтау неизвестны, и, по-видимому, в это время Восточная периферическая зона была охвачена складчатостью и общим воздыманием.

#### Западная периферическая зона

Кембрийско-нижнеордовикские образования внутренней (Ерментау-Атасуйской) подзоны Западной периферической зоны обнаруживают определенные черты сходства с отложениями того же возраста Улутау-Нарынской зоны Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса. На юге, в районе Атасуйского антиклинория (см. рис. 68), в основании разреза располагается песчано-алевролитовая толща, до 1000 м видимой мощности, в верхней части которой указывается горизонт «тиллитоподобных» конгломератов. Выше следует толща (до 3000—4000 м)



переслаивания песчаников и алевролитов с пачками кремнисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, фтанитов и яшм, в нижней части которой имеются прослойки фосфатизированных кварцевых песчаников. В слоях этой толщи встречены остатки радиолярий, беззамковых плеченогих, хиолитов и недавно — довольно многочисленные конодонты. Серия этих слоев по составу и строению обнаруживает очевидное сходство с отложениями верхнего, кембрийско-раннеордовикского, цикла Улутау-Нарынской зоны. Однако по возрасту данные слои, как и сходные образования более северных районов Ерментау-Атасуйской подзоны, стали относиться в последнее время, в основном по фауне конодонтов, к нижнему ордовика. Кембрий же оказывается в рассматриваемой подзоне сильно сокращенным, маломощным и распространенным весьма ограничено из-за предордовикского размыва и трансгрессивного перекрытия слоями ордовика. Более высокие слои ордовика и слои силура в районе Атасуйского антиклинория, как и в других районах Западной периферической зоны, не отличаются принципиально от слоев того же возраста Чингизтау.

Во Внешней (Степняк-Чу-Илийской) подзоне рассматриваемой зоны нижняя часть кембрия, а на севере, возможно, и весь кембрий, по-видимому, отсутствуют. Верхняя часть кембрия, начиная со второй половины среднего кембрия, и вышележащие слои ордовика и нижнего силура представлены здесь вулканогенно-осадочными толщами значительной мощности, сходными по составу с одновозрастными слоями синклиналиев Кокчетав-Иссыккульской зоны Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса.

#### Центральная зона

В Центральной зоне нижнепалеозойские образования наиболее полно развиты в северной части Моинты-Джунгарского блока и в Тектурмасской и Северобалхашской шовных геосинклинальных системах. Образования эти резко различны.

В первом из названных районов интересующие нас отложения распространены на территории Атасу-Моинтинского водораздела (см. рис. 68, разрез 9). Нижняя часть разреза (до 300—500 м мощности) сложена здесь немой толщей песчаников, алевролитов, песчанистых доломитов с несколькими горизонтами валунных конгломератов и диамиктитов, венчающей горизонтом фосфатоносных песчаников, алевролитов, гравелитов в несколько десятков метров мощности. Средняя часть представлена внизу алевролитами и глинисто-кремнистыми сланцами с остатками трилобитов среднего кембрия (около 200 м), а выше известняками и доломитами нижнего и нижней части среднего ордовика (около 500 м). Венчается разрез терригенной толщей мощностью до 600—700 м, в основании кремнисто-сланцевой, выше песчано-алевролитовой, среднего-верхнего ордовика. Нетрудно видеть, что вышеописанный разрез близок, с одной стороны, к разрезу слоев того же возраста Улутау-Нарынской зоны, но отличается от него меньшей мощностью всех членов разреза, а с другой — к разрезу (более мощному) Атасуйского антиклинория, где, однако, возраст аналогичных по составу слоев датируется ранним ордовиком(?).

Отложения ордовикской части разреза Атасу-Моинтинского водораздела прослеживаются на юго-восток до оз. Балхаш. Далее к юго-востоку, уже в пределах Южноджунгарской подзоны Западной периферической зоны, ордовик того же карбонатного типа распространен в западной части хр. Джунгарский Алатау.



В Тектурмасской складчатой системе (см. рис. 68, разрез 10) основная часть нижнего палеозоя представлена уртынджальской серией. В ней выделяются нижняя вулканогенная (карамурунская) свита (до 1500 м) основных вулкаников с телами основных и ультраосновных пород и с прослоями терригенного и кремнистого состава и верхняя кремнистая (тектурмасская) свита переслаивания углистых и кремнистых сланцев, фтанитов, яшм, микрокварцитов. В ее нижней части отмечаются прослои железо-марганцевых руд и обогащение пород ванадием и другими металлами. Здесь же обнаружены органические остатки: хилолитов, беззамковых плеченогих и др. По мнению ряда геологов, эти ископаемые указывают на ранне-среднекембрийский возраст вмещающих слоев. По своему характерному составу тектурмасская свита обнаруживает большое сходство с «надтиллитовой» кремнистой толщей разреза Атасуйского антиклинория и как и последняя — с ниже-среднекембрийскими ванадиеносными сланцами разрезов Улутау и Большого Каратау. В разрезе Чингизтау вулканогенной карамурунской свите отвечает, возможно, базальная вулканогенно-кремнистая балкыбекская свита с алданскими археоциатами, а тектурмасской свите — окпектинская свита или нижняя часть божекульской серии.

Более молодые вулканогенные и терригенно-кремнистые образования, сходные по составу с уртынджальской серией, относятся в районе Тектурмасского антиклинория к верхнему кембрию — нижнему и среднему ордовика.

В Северобалхашской складчатой системе распространена мощная и сложно построенная вулканогенно-кремнистая серия, сходная с уртынджальской, но почти немая в палеонтологическом отношении. Основные вулканики здесь также ассоциируются с телами интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Выше несогласно залегает толща песчаников, алевролитов, глинистых сланцев верхнего ордовика.

#### Силурийская (переходная) стадия развития Центральных Урало-Монголид

Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс становится к началу силура срединным массивом, т. е. устойчивым квазиплатформенным элементом, занимающим внутреннее (срединное) положение в структуре Урало-Монголид. Но Казахстано-Джунгарский геоблок не утратил еще в начале силура геосинклинальных черт развития.

Палеогеографически Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс был в это время протяженным массивом возвышенной(?) суши, который широким полукольцом охватывал с запада морской бассейн с архипелагом островов, занимавшим большую часть Казахстано-Джунгарского геоблока. В раннем силуре в периферических зонах последнего и в пределах северного (Карагандинского) блока его Центральной зоны сохранился ряд остаточных геосинклинальных прогибов, которые были заполнены к концу раннего силура мощными (до 4000—5000 м) сериями обломочных пород с толщами конгломератов в основании. Внизу это морские сероцветные образования, вверху — красноватые, частично уже континентальные. Местами накопление этих пород сопровождалось вулканической деятельностью. В периферических зонах базальные конгломераты силура залегают несогласно на смятых в складки слоях ордовика (таконская складчатость). В Карагандинском блоке Центральной зоны несогласие в основании силура выражено слабо, но и здесь силур залегает трансгрессивно с мощными конгломератами в основании (рис. 69).



Прогибы периферических зон и Карагандинского блока открывались в обширный бассейн основной части Центральной зоны. В этом бассейне в раннем силуре шло накопление в основном морских сероцветных песчано-алевролитовых осадков. Лишь в юго-западной части бассейна (Моинты-Джунгарский блок) отлагались сравнительно маломощные кремнисто-глинистые осадки, формирование которых сопровождалось местами вулканической деятельностью. В пределах бассейна Центральной зоны силур и ордовик залегают, по-видимому, согласно. Но на крыльях пересекавших бассейн поднятий согласное залегание переходит в несогласное. В периферических зонах слои нижнего силура

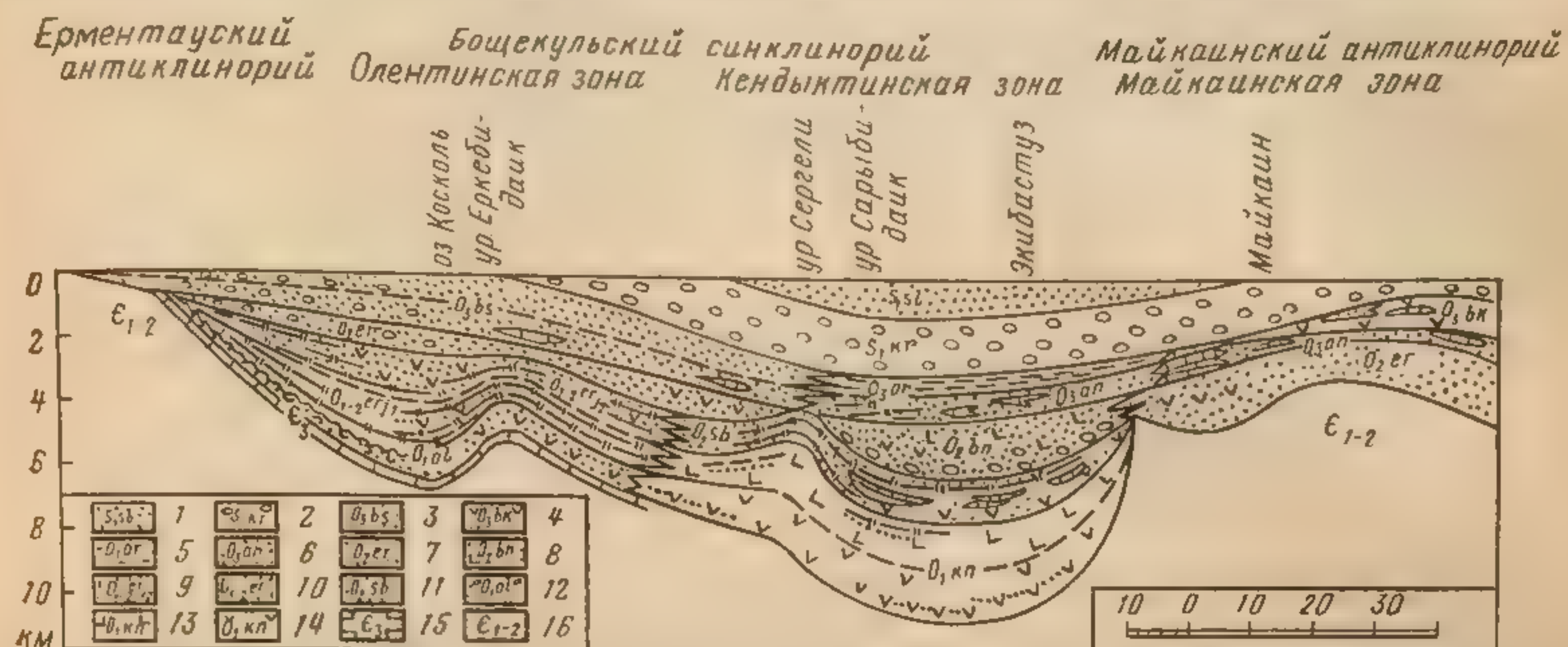


Рис. 69. Схематический фациальный профиль ордовикских и силурийских отложений Карагандинского блока. По Э. В. Орловой, 1978.

1—2 — нижний силур: 1 — красноцветные песчаники, 2 — пестроцветные конгломераты и песчаники; 3—6 — верхний ордовик: 3 — терригенные флишодные отложения, 4 — вулканиты и терригенно-карбонатные породы, 5 — пестроцветные терригенные породы, 6 — карбонатно-терригенные породы; 7—8 и 11 — средний ордовик: 7 — терригенные флишодные отложения, 8 — терригенно-вулканогенные отложения, 11 — кремнисто-карбонатно-туфогенные отложения; 9—10 — нижний-средний ордовик: 9 — терригенные породы, 10 — кремнистые породы; 12—14 — нижний ордовик: 12 — туфогенно-осадочные отложения, 13 — вулканиты основного состава, 14 — вулканиты среднего состава; 15 — терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия; 16 — отложения нижнего-среднего кембрия

были охвачены в конце силура складчатостью (чингизской), которая сопровождалась внедрением гранитных интрузий и общим воздыманием периферических зон; на этом геосинклинальное развитие последних завершилось. Западная зона приключилась к Казахстано-Северо-Тяньшаньскому срединному массиву, на месте Восточной зоны образовался самостоятельный Чингиз-Тарбагатайский срединный массив.

На развитие Центральной зоны чингизская складчатость большого влияния не оказала. Общая тенденция к поднятию привела здесь лишь к осушению Моинты-Джунгарского блока. Местами же интенсивность прогибания даже возросла, что одновременно с воздыманием и денудацией окружающих бассейнов срединных массивов привело к накоплению в позднем силуре в краевых частях бассейна грубозернистых красноцветных образований. Картина соответствующих взаимоотношений в ордовике и силуре отчетливо проявляется вдоль границы Центральной зоны и Чингизтау, где эта граница приурочена к крупному Акбастаускому разлому (рис. 70). К северо-востоку от последнего слои среднего и верхнего ордовика имеют значительную мощность и представлены обычными для Чингизтау терригенно-кремнистыми и вулканогенными толщами. К юго-западу от разлома мощность слоев ордовика уменьшается в два раза, и они имеют здесь в основном терригенный состав. Аналогичные соотношения установлены и для нижнесилурийских отложений. В позднем силуре картина меняется. Область к северо-восто-



но. Но на крыльях пересекавших бассейн поднятий согласное залегание переходит в несогласное. В периферических зонах слои нижнего силура



Рис. 69. Схематический фациальный профиль ордовикских и силурийских отложений Карагандинского блока. По Э. В. Орловой, 1978.

1—2 — нижний силур: 1 — красноцветные песчаники, 2 — пестроцветные конгломераты и песчаники; 3—6 — верхний ордовик: 3 — терригенные флишеидные отложения, 4 — вулканиты и чаники; 5 — пестроцветные терригенные породы, 6 — карбонатно-терригенно-карбонатные породы; 7—8 и 11 — средний ордовик: 7 — терригенные флишеидные отложения, 8 — терригенно-вулканогенные отложения, 11 — кремнисто-карбонатно-туфогенные отложения; 9—10 — нижний-средний ордовик: 9 — терригенные породы, 10 — кремнистые породы; 12—14 — нижний ордовик: 12 — туфогенно-осадочные отложения, 13 — вулканиты основного состава, 14 — вулканиты среднего состава; 15 — терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия; 16 — отложения нижнего-среднего кембрия

были охвачены в конце силура складчатостью (чингизской), которая со-  
 провождалась внедрением гранитных интрузий и общим воздыманием  
 периферических зон; на этом геосинклинальное развитие последних  
 приключилась к Казахстано-Северо-Тянь-



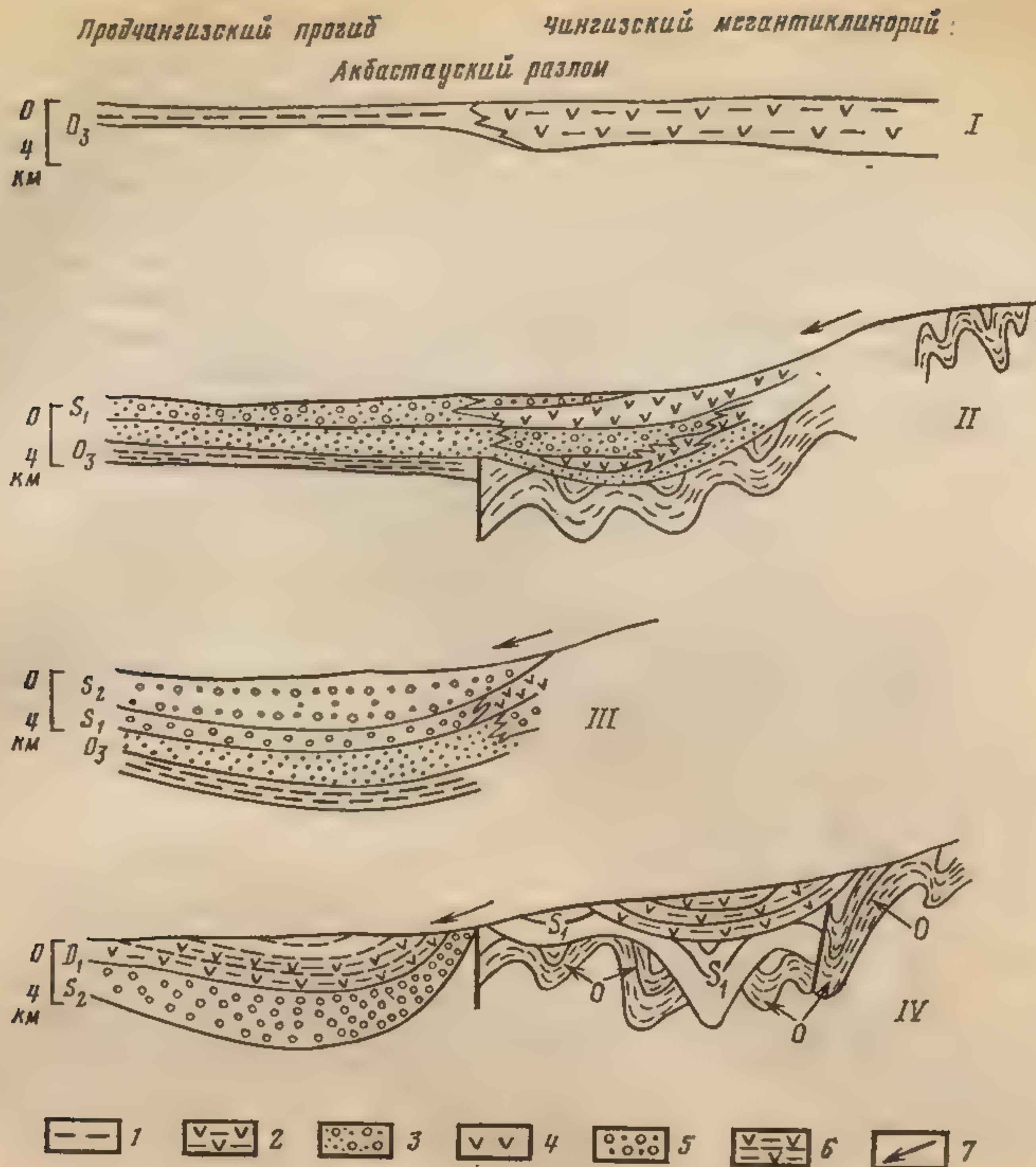


Рис. 70. Схема развития области сочленения Центральной и Восточной периферической (Чингизтау) зон Казахстано-Джунгарского геоблока в раннем-среднем палеозое. I — поздний ордовик: 1 — яшмы, алевролиты, песчаники, 2 — диабазовые и андезито-базальтовые порфириды, яшмы, песчаники, конгломераты; II — ранний силур: 3 — алевролиты, песчаники, конгломераты, 4 — то же, с андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиридами и туфами; III — поздний силур: 5 — грубообломочные, в верхах красноцветные отложения; IV — ранний девон: 6 — андезито-дацитовые порфириды, туфы, туффиты, туфогенные песчаники, линзы кремнистых известняков; 7 — направление сноса обломочного материала

ку от Акбастауского разлома (Чингизтау), охваченная складчатостью, воздымается, а к юго-западу от разлома обособляется Предчингизский прогиб, в котором начинается накопление грубообломочных, в верхней части красноцветных, осадков. В раннем девоне заполнение Предчингизского прогиба шло в основном за счет вулканической деятельности.

#### Южно-Тяньшаньско-Кокшаальский пояс

В складчатых системах Южно-Тяньшаньско-Кокшаальского (см. рис. 62) пояса к каледонскому этапу относятся отложения кембрия и ордовика. С начала силура здесь начинается уже позднепалеозойский (герцинский) этап развития.

В кембрии и ордовике погружением и осадконакоплением были охвачены, по-видимому, лишь некоторые зоны Южно-Тяньшаньской системы. Прогибание было здесь, вероятно, незначительным, поскольку соответствующие отложения имеют мелководный характер и незначи-



тельную мощность. Слабо проявлялась здесь и вулканическая деятельность.

Слои кембрия и ордовика достоверно известны в Туркестано-Алайской зоне Южно-Тяньшаньской системы. Кембрий, представленный всеми тремя отделами, сложен здесь глинистыми сланцами и известняками с остатками трилобитов, а в нижнем кембрии также археоциат, до нескольких сотен метров мощности в центральном и восточном секторах зоны и до 1500—2000 м — в западном секторе. Ордовик той же зоны сложен песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с редкими остатками плеченогих и трилобитов. В Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зонах присутствие слоев кембрия и ордовика подобного типа предполагается, но нигде пока эти предположения не подкреплены палеонтологическими данными.

В Таджикской системе к кембрию или к кембрию — ордовику относят немые терригенные толщи (висхарвская свита северного Памира и ее аналоги), возможно континентальные, до 1500—2000 м мощности. Данные образования могут, однако, иметь и другой, более древний, возраст. В Кокшаальской системе отложения кембрия и ордовика не установлены.

#### ВОСТОЧНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ И ИРТЫШ-ЮЖНО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

На преддевонском этапе развития Восточных Урало-Монголид обособляются три стадии: раннесалаирская (поздний протерозой — первая половина кембрия) — основная, позднесалаирская (вторая половина кембрия — начало ордовика) — промежуточная, «каледонская» (ордовик — силур) — заключительная.

Начало раннесалаирской стадии определялось деструкцией и погружением ангарских складчатых сооружений, а конец — развитием ранней фазы салаирской складчатости и связанным с ней общим поднятием области ранних салаирид. На данной стадии область Алтае-Саяно-Монгольского пояса была резко обособлена от Талицко-Монголо-Алтайского геоблока: первая была покрыта морем; второй, вместе с Иртыш-Южно-Монгольским поясом и, вероятно, геоблоком Внутренней Монголии, входил в состав обширного массива суши (см. рис. 63, 64).

В области Алтае-Саяно-Монгольского пояса на раннесалаирской стадии, в основном в морской обстановке, формировались мощные толщи однообразных по составу карбонатно-терригенных отложений, накопление которых почти повсеместно сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью (рис. 71). Основным осадочным компонентом этих образований являются известняки и доломиты с остатками известывыделяющих водорослей в нижней (докембрийской?) части разреза и тех же водорослей и археоциат — в верхней (нижнекембрийской). В верхней части ленского яруса известняки и доломиты нередко образуют толщи в несколько тысяч метров мощности. Ниже по разрезу обычно преобладают различные терригенные образования (песчаники, сланцы, алевролиты), местами также кремнистые и кремнисто-глинистые породы.

Постоянным компонентом рассматриваемого комплекса слоев являются пласты и толщи в сотни и тысячи метров мощности различных по составу — основных, средних, кислых — вулканических пород — лав, туфов, туфобрекчий и др. В зависимости от соотношения в разрезе осадочных и вулканических пород и от состава последних в поясе салаирид выделяются мозаично расположенные участки, именуемые обыч-



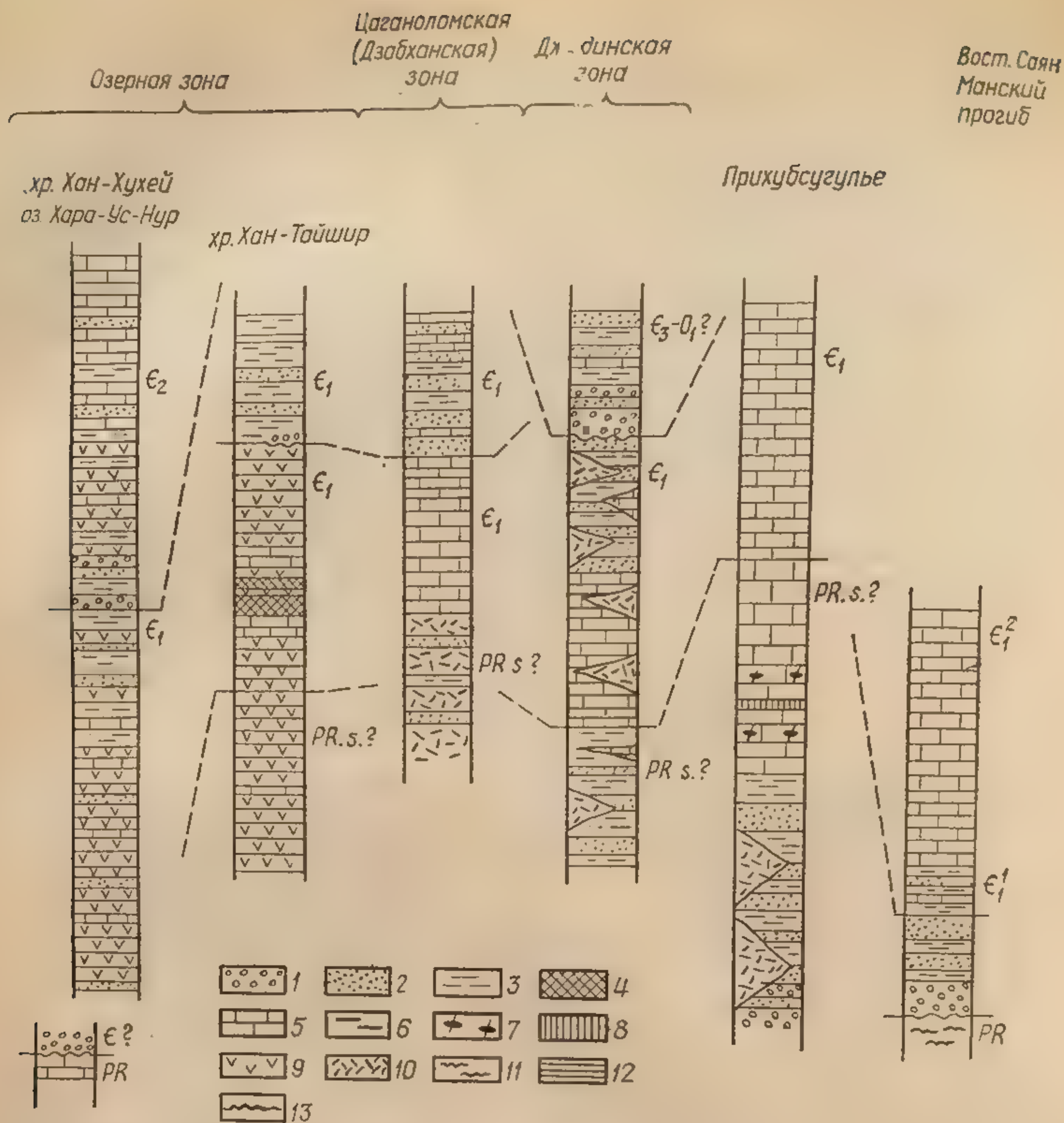


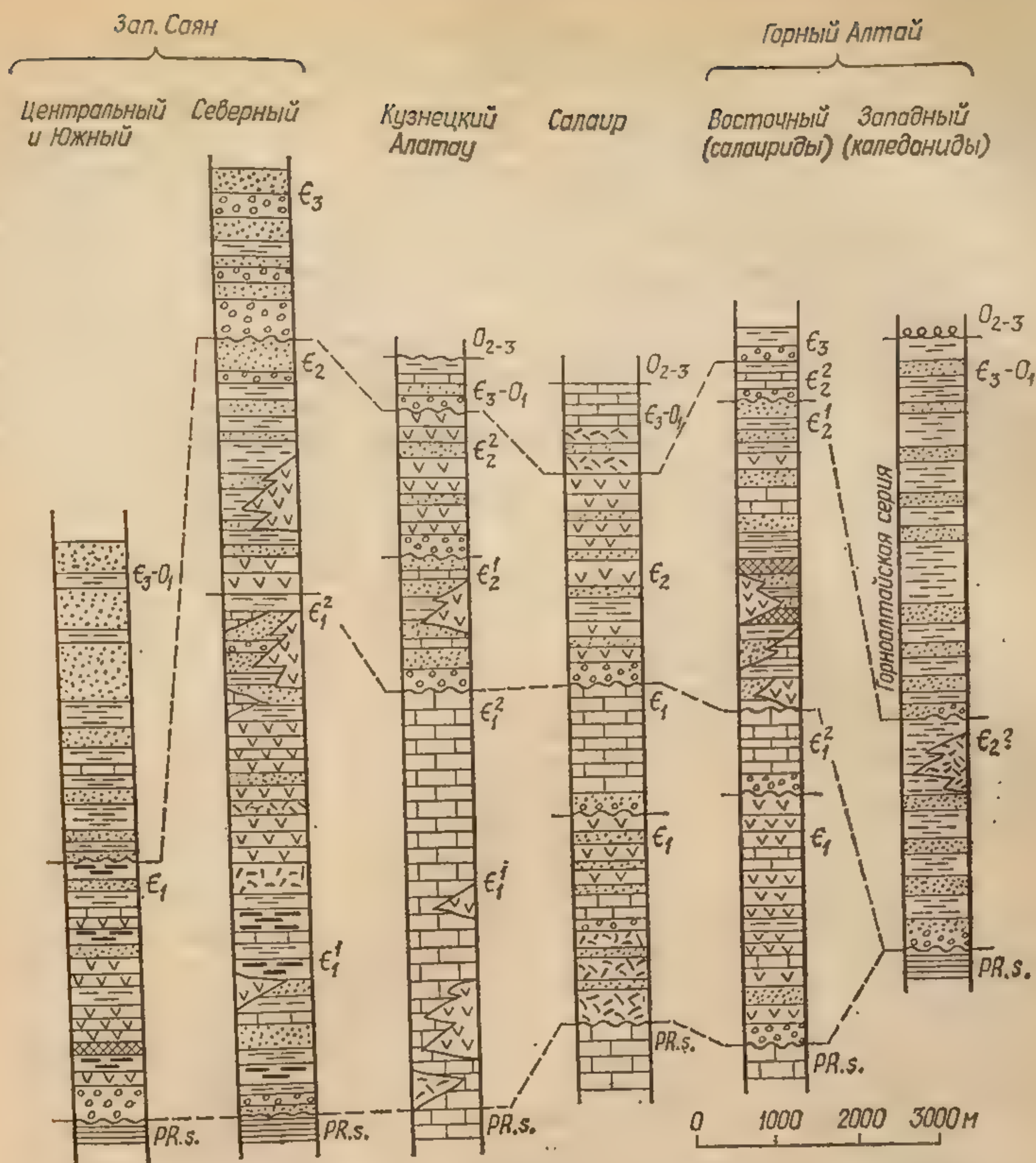
Рис. 71. Сводные разрезы верхнепротерозойских, кембрийских и нижнеордовикских отложений Алтае-Саяно-Монгольского пояса:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и глинистые сланцы; 4 — кремнистые породы (яшмы и др.); 5 — известняки, доломиты, мраморы; 6 — углисто-кремнистые сланцы и фтаниты; 7 — фосфориты; 8 — бокситы; 9 — вулканические образования основного состава; 10 — то же, кислого и среднего состава; 11 — кристаллические сланцы и гнейсы; 12 — метаморфические сланцы по терригенным породам джебашской (Зап. Саян) и теректинской (Алтай) серий; 13 — границы размыва.

Местоположение разрезов см. рис. 63, 64

но зонами. В Монгольском сегменте пояса эти зоны занимают обширные площади (см. рис. 64), в Салаиро-Саянском они мельче и более прихотливы по своим очертаниям. Прихубсугульская, Дзабханская и некоторые другие зоны выделяются карбонатным типом разреза и незначительным участием в нем вулканических образований кислого и среднего состава. В Прихубсугулье карбонатные толщи достигают 6000—7000 м мощности; их нижней части подчинены крупные промышленные залежи боксита и фосфорита. Джидинской зоне свойствен вулканогенно-осадочный тип разреза с вулканитами среднего и кислого состава. Особое место среди этих зон занимает Озерная зона, вытянутая вдоль юго-западного края Монгольского сегмента пояса. Она характеризуется преобладанием вулканитов основного состава и присутствием кремнистых образований (яшм, кремнистых сланцев), опре-





Определяющих специфический вулканогенно-кремнистый тип разреза данной зоны. К ней приурочены, наконец, тела основных и ультраосновных пород, что позволяет в целом говорить о развитии здесь офиолитовой ассоциации.

Особенности Озерной зоны определяются, по-видимому, ее окраинным положением в структуре Алтае-Саяно-Монгольского пояса. С юга и юго-запада она ограничивалась, вероятно, зоной разломов, служившей путями проникновения на поверхность магматических расплавов глубинного происхождения, с которыми было связано, видимо, и образование кремнистых пород. Офиолитовые ассоциации, подобные таковой Озерной зоны, распространены также во многих других, еще более узких и менее протяженных шовных («офиолитовых») зонах, пересекающих Монгольский сегмент Алтае-Саяно-Монгольского пояса.

В Монгольском сегменте пояса осадконакопление и вулканизм раннесалаирской стадии почти повсеместно прекратились в конце раннего кембрия. Среднекембрийские отложения известны в этом сегменте лишь в районе оз. Хара-Ус-Нур в западной части Озерной зоны. В Салаиро-Саянском сегменте средний кембрий (амгинский ярус) в составе рассматриваемого комплекса распространен широко. Он пред-



ставлен здесь пестрым по составу комплексом осадочных и вулканогенных пород, подобных таковым нижнего кембрия, вместе с которыми они были охвачены в середине кембрия ранней фазой салаирской складчатости, на короткое время приподняты и подверглись денудации.

На позднесалаирской стадии развитие Восточных Урало-Монголид дифференцировалось: различным образом протекало развитие Монгольских и Салаиро-Саянских салаирид, а в пределах последних — Западно-Саянской складчатой системы; распался массив суши, окаймлявший на предыдущей стадии Алтае-Саяно-Монгольский пояс с юга и юго-запада, и на северо-востоке этой суши, на месте Талицко-Монголо-Алтайского геоблока, возникла область интенсивного прогибания.

Раннесалаирская складчатость на долгое время приостановила геосинклинальное развитие Монгольского сегмента. Но в Салаиро-Саянском сегменте уже во второй половине среднего кембрия геосинклинальные условия частично восстановились. С этого времени и до середины раннего ордовика характер осадконакопления и вулканизма сохраняется близким к таковому раннесалаирской стадии. Однако на позднесалаирской стадии вулканическая деятельность проявляется слабее, интенсивность осадконакопления в целом падает, а состав осадков начинает сильно варьировать: значительную роль играли местами грубообломочные накопления, местами — толщи флишеидных образований, местами — тонкозернистые терригенно-карбонатные осадки. На протяжении данной стадии и в конце ее имели место проявления складчатости, приведшие к возникновению местных несогласий и почти полному осушению Салаиро-Саянского сегмента к концу раннего ордовика.

Если, таким образом, в Монгольском сегменте салаирская складчатость была одноактной и сразу, в середине кембрия, привела к установлению новых условий, то в Салаиро-Саянском сегменте за основной ее фазой — в среднем-позднем кембрии — последовала стадия затухания геосинклинального режима, завершившаяся лишь в начале ордовика.

Середина кембрия явилась переломным моментом также в развитии Талицко-Монголо-Алтайского геоблока. Вероятно, уже в среднем кембрии отдельные участки последнего опустились и в возникших континентальных(?) депрессиях начали накапливаться толщи обломочных пород, образование которых сопровождалось местами вулканической деятельностью. В позднем кембрии опускание области геоблока приняло общий характер, и в его пределах, в позднем кембрии и тремадоке, сформировалась мощная (до 3000—4000 м) почти лишенная органических остатков песчано-алевролитовая флишеидная горноалтайская («зелено-фиолетовая») серия.

Замещение к северо-востоку мощных терригенных толщ горноалтайской серии менее мощными терригенно-карбонатными морскими отложениями верхнего кембрия — тремадока Салаиро-Саянских салаирид говорит о приносе обломочного материала горноалтайской серии с юга и юго-запада, со стороны Иртыш-Южно-Монгольского пояса, отчасти также, возможно, с юго-востока, со стороны Монгольского сегмента салаирид. Сама горноалтайская серия представляет, вероятно, отложения дельты крупной реки, ориентированной в том же юго-восточно — северо-западном направлении. Заслуживает внимания, наконец, сходство горноалтайской серии, как по составу, так и по возрасту, с отложениями кембрия — тремадока арденнского типа.

Немые терригенные толщи, сходные с горноалтайской серией, предположительно позднекембрийского возраста, распространены также в центральной части Монгольского сегмента салаирид, в области Хангай-



ского и Хентейского нагорий на месте позже сформировавшейся Монголо-Забайкальской геосинклинальной системы.

Слои горноалтайской серии, как и разновозрастные с ней отложения Салаиро-Саянского сегмента салаирид, подверглись после их образования складчатости (позднесалаирской), а область распространения данной серии — общему воздыманию. Тем самым в середине раннего ордовика почти вся область Восточных Урало-Монгоид оказалась приподнятой над уровнем моря и превратилась на некоторое время в область денудации.

Для Монгольских салаирид и восточной части Салаиро-Саянских салаирид связанное с позднесалаирской складчатостью раннеордовикское воздымание оставалось устойчивым на протяжении всей заключительной («каледонской») стадии, вплоть до начала девона. Но для западной части Салаиро-Саянского сегмента салаирид и для Талицко-Монголо-Алтайского геоблока то же воздымание уже в среднем ордовике сменилось новым погружением, хотя и далеко не столь общим, как раньше. В ходе этого погружения наметился прогиб, включавший районы Кузнецкого бассейна и Уйменско-Лебедской впадины; восстановились отчасти прогибы в районе Западного Саяна; наметился прогиб Ануйско-Хархириной шовной зоны; возник ряд депрессий в пределах Талицко-Монголо-Алтайского геоблока. В большинстве упомянутых выше прогибов погружение имело уже квазиплатформенный характер. Только в некоторых прогибах Талицко-Монголо-Алтайского геоблока, в Ануйско-Хархириной шовной зоне, в Хемчикско-Систигхемской зоне Западносаянской системы и на заключительной стадии развитие сохраняет еще геосинклинальные черты.

Характер слоев ордовика в упоминавшихся квазиплатформенных и геосинклинальных прогибах довольно однообразен. Среди них преобладают бедные органическими остатками песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. В основном это сероцветные или «черноцветные» прибрежно-морские образования. Но в некоторых прогибах Талицко-Монголо-Алтайского геоблока, в Хемчикско-Систигхемской зоне и некоторых других районах они приобретают местами пестроцветный или красноцветный облик и формировались, возможно, в лагунно-континентальной обстановке. В конце ордовика наряду с терригенными началось формирование терригенно-карбонатных и карбонатных осадков. Накопление всех этих осадочных образований не сопровождалось вулканической деятельностью ни в ордовике, ни в силуре. Исключением была лишь квазиплатформенная Тоджинская впадина, где накопление красноцветных континентальных отложений ордовика шло одновременно с накоплением наземных вулканитов кислого состава.

С начала силура прогибание сосредоточивается в основном в Ануйско-Хархириной зоне и в Хемчикско-Систигхемской зоне Западносаянской системы. Отложения первой половины силура еще близки здесь к ордовикским. Но во второй половине силура обстановка осадконакопления усложнилась. В северной части Ануйско-Хархириной зоны (Салаир, западная окраина Кузнецкого бассейна, северо-западная окраина Алтая) терригенная седиментация сменилась в конце силура карбонатной, которая сохраняется дальше и в нижнем девоне. Подобный карбонатный состав слоев силура и нижнего девона имеют в южной части Западно-Сибирской низменности в области Обь-Иртышского междуречья. Эти карбонатные отложения формировались в эпоху каледонской складчатости, которой была охвачена большая часть Салаиро-Саянского сегмента пояса ранних салаирид, и указывают на небольшую величину воздымания и соответственно денудации северо-запад-



ной части сегмента. Область же накопления непрерывных серий карбонатных слоев верхнего силура — девона каледонской складчатостью, очевидно, затронута не была. Не было каледонской складчатости и в Хемчикско-Систигхемской зоне и в зоне Тувинского краевого прогиба Западно-Саянской системы, где силурийские и девонские отложения залегают согласно.

С начала силура в новый этап своего развития вступил Иртыш-Южно-Монгольский пояс. Из области устойчивого поднятия он превратился в систему геосинклинальных прогибов. Наиболее рано, уже в ордовике, этот перелом в развитии произошел на востоке пояса, в его Халхингольском сегменте, где известны мощные (до 5000—6000 м) кремнисто-глинистые и вулканогенные толщи ордовикского возраста. Силурийские слои Иртыш-Южно-Монгольского пояса, принадлежащие уже герцинскому этапу его развития, будут рассмотрены в дальнейшем.

Слои ордовика, но уже салаиро-саянского типа, ограничено распространены также в северо-западной части Монгольского сегмента ранних салаирид, в районе Баян-Хонгора.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ГЕРЦИНСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ

#### ЗАПАДНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ (УРАЛЬСКАЯ СИСТЕМА И ПАЙ-ХОЙ)

На Западном Урале, как и на востоке Восточно-Европейской платформы, начало позднепалеозойского этапа было отмечено образованием светлых кварцевых песчаников такатинской свиты мощностью от первых десятков до первых сотен метров, залегающих трансгрессивно на более древних слоях палеозоя и докембрия (см. рис. 65). В Бельско-Елецкой зоне Западного Урала надтакатинские слои девона и нижнего карбона представлены в основном карбонатными толщами, до 1500—2000 м мощности, не отличающимися заметным образом от слоев того же возраста восточной части Восточно-Европейской платформы. Местами в их составе получают развитие кремнисто-глинистые (доманиковые) и бокситоносные отложения (в девоне), а в нижнем карбоне в Кизеловском районе Среднего Урала — угленосные образования, близкие к таковым Подмосковного каменноугольного бассейна. В Сакмаро-Лемвинской зоне слои того же возраста распространены в Лемвинском синклинории, где они представлены обычными для него терригенно-кремнистыми образованиями, и в Зилаирском синклинории, где они имеют несколько особый характер. Они представлены здесь мощной (до 4000 м) зилаирской серией среднедевонско-раннетурнейского возраста и более высокими слоями карбона.

В среднем девоне на месте Зилаирского синклинория возникла область интенсивного погружения, включавшая, вероятно, также смежную часть зоны Уралтау и западную часть Магнитогорского синклинория. С течением времени ось прогиба все более смещалась к западу и в раннем карбоне достигла западного края синклинория. В большей восточной части синклинория шло накопление терригенных и терригенно-карбонатных отложений, которые в западном направлении быстро, в пределах узкой зоны, фациально замещались сравнительно маломощными слоями карбонатного состава, очевидно в связи с тем, что обломочный материал пород зилаирской серии поступал с востока. Зона фациального замещения, параллельно со смещением оси прогиба, также все более смещалась к западу (см. рис. 72, VII).



На Восточном Урале предэйфельский перерыв четко выражен на североуральском отрезке хребта, где он отмечен формированием кор выветривания и генетически связанных с ними месторождений бокситов. Залежи последних располагаются преимущественно в основании и внутри известняков эйфельского яруса, занимающих на Восточном Урале то же стратиграфическое положение, которое на Западном Урале занимают такатинские песчаники. Возможно, что образование бокситов и кварцевых песчаников такатинской свиты определялось одной причиной — жарким муссонным климатом области их накопления, вызвавшим глубокое химическое разложение пород.

На Полярном Урале, в Магнитогорском синклинории, на Пай-Хое в среднем девоне отмечаются проявления складчатости. Сопряженные с ней воздымание и денудация привели к накоплению в живет-франское время по периферии поднятий значительных толщ терригенных пород (Щучьинский синклинорий, Пай-Хой, о. Вайгач). В среднем-позднем девоне и в раннем карбоне вулканическая деятельность на Восточном Урале ослабла и возросла роль осадочного седиментогенеза — формирования карбонатных и, особенно в среднем девоне, кремнистых (яшм, кремнистых сланцев) осадков. Красные яшмы с остатками радиолярий слагают, в частности, бугулыгирский горизонт (100—300 м) в основании живетских слоев Магнитогорского синклинория, являющийся базальным горизонтом трансгрессивно залегающей серии, что указывает, по-видимому, на прибрежно-морскую обстановку формирования яшм данного горизонта. Одновременно, переслаиваясь с карбонатными и кремнистыми образованиями и фациально их замещая, формировались и различные терригенные породы — песчаники, конгломераты, брекчии, граувакки и др. В раннем карбоне местами шло образование угленосных отложений.

Герцинский складчатый комплекс Восточного Урала венчается маломощными и ограниченно распространенными слоями башкирского яруса. На Среднем и Южном Урале, где слои карбона выступают на поверхность, отложения московского яруса, представленные по составу толщей морских известняков, известковистых конгломератов, песчаников, сланцев, залегают несогласно и трансгрессивно. Местами также несогласно они кроются грубообломочными пестроцветными континентальными породами верхнего карбона.

Специфическими чертами развития характеризовалась в позднем палеозое наиболее восточная («краевая») зона Восточного Урала — Кустанайская. В ее западной, Валерьяновской, подзоне древнейшими известными образованиями являются известняки и песчаники живетского яруса среднего девона, которые в восточном направлении (в Боровской подзоне) фациально замещаются красноцветными континентальными песчаниками и конгломератами. Последние подстилаются подобными же породами нижнего девона, трансгрессивно залегающими на докембрийских образованиях Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса. Состав, сходный с составом живетских образований, имеют в Валерьяновской подзоне отложения верхнего девона и нижнего карбона (нижнего турне). Выше в данной подзоне следует мощная (до 4000 м) осадочно-вулканогенная валерьяновская свита, в нижней части (верхний турне — нижний визе) терригенно-карбонатная, в верхней (верхний визе — намюр) — вулканогенно-карбонатная, состоящая из лав и вулканических туфов основного, среднего и в меньшей мере кислого состава с горизонтами известняков в верхневизейской части разреза. Серия этих слоев, до намюрских включительно, претерпела в посленамюрское время слабую складчатость и была несогласно пе-



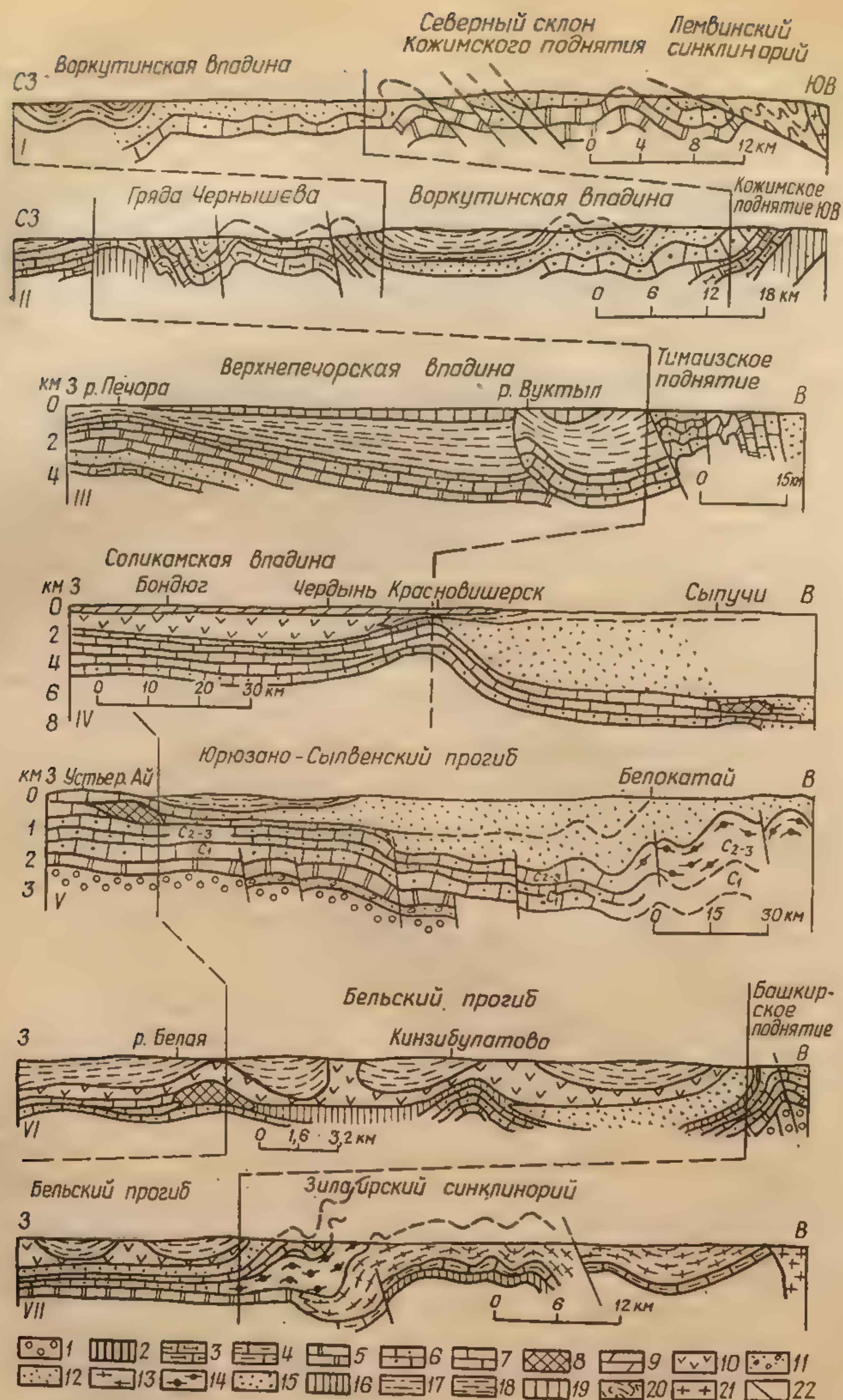


Рис. 72. Взаимоотношение структур и фаций палеозойских отложений в зоне Предуральских краевых прогибов.

I — разрез западного склона Урала в южной части Печорского каменноугольного бассейна. По В. А. Варсонофьевой, 1963.

II — схематический геологический разрез южной части Печорского каменноугольного бассейна. По А. К. Матвееву, 1960.

III — разрез северной части Верхнепечорской впадины. По В. Д. Наливкину, 1978.

IV — фациальный профиль нижнепермских отложений Колво-Вишерского края. По Н. Г. Чочиа, 1955, сильно упрощено.

V — разрез южной части Юрюзано-Сылвенского прогиба. По В. Д. Наливкину, 1978.

VI — разрез Бельского прогиба на широте Ишимбаево. По А. А. Богданову, 1947, схематизировано.



рекрыта континентальными красноцветными грубообломочными толщами среднего-верхнего карбона. Упомянутая складчатость сопровождалась внедрением интрузий диоритов, гранитов, габбро, с которыми было связано образование в Валерьяновской подзоне промышленных месторождений железных руд.

В Кустанайской зоне, как мы видим, основной для Восточного Урала — силурийско-каменноугольный — период геосинклинального развития не выражен. Геосинклинальные черты проявляются здесь лишь в эпоху формирования валерьяновской свиты, в конце палеозойского мегацикла геосинклинального развития Уральской системы. С началом накопления валерьяновской свиты совпадает формирование ряда грабенообразных прогибов в более западных районах Восточного Урала, которые начали заполняться мощными толщами различных вулканогенных и осадочных образований. Возникновение этих поздних прогибов и вспышка в середине визейского века вулканической деятельности в их пределах, говорят, по-видимому, о развитии в эту эпоху процесса раздробления области Восточного Урала.

Среднекаменноугольная складчатость привела к общему воздыманию Уральской системы в конце карбона и превращению ее в область денудации. С этого времени прогибание и осадконакопление сосредоточиваются в зоне краевых прогибов (см. рис. 61), которая с севера на юг расчленяется на четыре отрезка (сегмента): 1 — Полярно-уральско-Пайхойский, 2 — Северо-Уральский, 3 — Среднеуральский, 4 — Южно-Уральский, отвечающие основным сегментам Уральской системы в целом.

В Северо-Уральском и Среднеуральском сегментах (рис. 72, III—V) зона краевых прогибов отчетливо разделяется на внутреннюю (приуральскую) и внешнюю (приплатформенную) подзоны. Внутренняя подзона характеризуется складчатой структурой, терригенным составом (песчаники, конгломераты) и значительной мощностью сакмарско-артинских слоев нижней перми, отчасти также, у внутреннего края подзоны, слоев верхнего карбона. Более молодые слои палеозоя здесь, как правило, отсутствуют. Во внешней подзоне слои сакмарско-артинского возраста полностью или в своей нижней части фациально замещаются маломощными карбонатными породами, которые ни по составу, ни по мощности не отличаются от смежных районов платформы.

Внешняя подзона приобрела черты краевого прогиба в кунгурском веке или даже лишь с начала поздней перми. Для кунгура было типично накопление здесь мощных толщ галогенных пород — гипса, каменной соли, калийных солей, — фациально замещающихся маломощными карбонатными или терригенными образованиями. Выше следует мощная толща пестро- и красноцветных песчаников, конгломератов, глини, алевролитов верхней перми — нижнего триаса, сходных с отложениями того же возраста востока платформы. Если, таким образом, в сакмарско-артинское время прогибалась и заполнялась осадками

VII — разрез западного склона Южного Урала в районе междуречья Белой и Сакмары. По Б. М. Келлеру, 1949, схематизировано.

1 — верхний протерозой; 2 — ордовик; 3—9 — в основном карбонатные толщи: 3 — силура, 4 — силура — нижнего девона, 5 — среднего-верхнего девона, 6 — карбона, 7 — сакмарского и артинского (на разрезе III также кунгурского) ярусов нижней перми, 8 — то же, рифогенные, 9 — верхней перми (казанского яруса); 10 — галогенные образования (гипс, каменная соль, калийные соли, прослойки и линзы глины) кунгурского яруса нижней перми; 11—19 — терригенные образования (песчаники, конгломераты, алевролиты): 11 — силура — нижнего девона, 12 — среднего-верхнего девона, 13 — верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона (зилаирская свита), 14 — карбона (на разрезе VII без слоев турне), 15—16 — артинского и сакмарского ярусов нижней перми (16 — кремнисто-глинистая фация), 17 — кунгурского яруса нижней перми, 18 — верхней перми, 19 — триаса; 20 — палеозой Лемвинского синклинория; 21 — граниты, 22 — разрывы



внутренняя подзона, то начиная с кунгура прогибание сместилось в область внешней подзоны. Развитие рассматриваемых сегментов зоны краевых прогибов протекало, следовательно, двухактно.

В Южно-Уральском сегменте (рис. 72, VI) внутренняя и внешняя подзоны не обособлены, хотя местами и здесь распространение мощных терригенных толщ сакмарско-артинского возраста ограничивается восточной частью зоны. Западнее они фациально замещаются мало-мощной свитой кремнисто-глинистых пород, которые, в свою очередь, у внешнего края зоны замещаются более мощными рифогенными карбонатными образованиями. В Южно-Уральском сегменте еще большее развитие получают галогенные породы кунгура, благодаря которым в данном сегменте развита соляная тектоника. На участке сегмента, примыкающем к Зилаирскому синклинорию, процесс, аналогичный процессу образования краевых прогибов, начался уже с девонского времени, с которого ось прогибания небольшими скачками все дальше смещалась к западу (рис. 72, VII).

В Полярноуральско-Пайхойском сегменте (рис. 72, I—II) зона краевых прогибов резко расширяется и превращается в обширную Пайхойскую депрессию, которая в настоящее время разделена поднятиями гряд Чернышева и Чернова и Пай-Хоем на отдельные впадины — Воркутинскую, Коратайхинскую, Карскую, но в конце палеозоя была, по-видимому, единой. Интенсивное прогибание Пайхойской депрессии началось на рубеже карбона и перми. В сакмарско-артинское время в ней шло в морской обстановке накопление терригенно-карбонатных, частично флишoidных осадков. С начала кунгура морские условия все более уступали место солоноватоводным и затем континентальным, которые в казанском веке распространились, по-видимому, на всю область депрессии. В кунгурско-уфимское время, переходное от морских условий к континентальным, в Пайхойской депрессии шло интенсивное углеобразование, к середине поздней перми прекратившееся. Основным районом угленакопления была Воркутинская впадина, где образовался Печорский каменноугольный бассейн, угленосные отложения которого резко контрастируют с формировавшимися одновременно в Среднеуральском и Южноуральском сегментах зоны краевых прогибов галогенными образованиями.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ

##### Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс и периферические зоны Казахстано-Джунгарского геоблока

В начале раннего девона в области обрамления Балхашского блока Центральной зоны Казахстано-Джунгарского геоблока возникла сеть разломов, ориентированных большей частью параллельно краю блока, отчасти же, на северо-западе, в поперечном к этому краю направлении. С сетью этих разломов в раннем и среднем девоне было связано бурное развитие вулканической деятельности, продукты которой — толщи различных по составу (от основных до кислых) наземных вулканитов — образовали почти непрерывный «краевой вулканический пояс», дающий выступы как внутрь Балхашского блока, так и в сторону его обрамления (рис. 73). В области последнего с той же сетью разломов было связано образование многочисленных впадин (межгорных котловин), заполнявшихся вулканитами, которые в районах, удаленных от центров вулканической деятельности, переслаиваются с осадочными — континентальными красноцветными преимуще-



ственно грубообломочными (пролювиальными, речными) — образованиями.

Во второй половине среднего и в первой половине позднего девона впадины расширились, вулканическая деятельность ослабла, заполнявшие их осадки стали более тонкозернистыми. В дальнейшем, в фамене, в результате общей нивелировки рельефа и общего опускания Казахстано-Северо-Тяньшаньского и Чингиз-Тарбагатайского срединных массивов в их пределы проникло море и получила развитие широкая морская трансгрессия. Последняя, достигнув максимума в середине раннего карбона, к концу его сменилась общей регрессией, приведшей в среднем карбоне к почти полному осушению и превращению в область денудации территории упоминавшихся срединных массивов.



Рис. 73. Принципиальная схема строения Казахстанского вулканического пояса и смежных территорий для девонского времени. По О. А. Мазаровичу, 1976, с изменениями:

1 — каледонский геосинклинальный складчатый комплекс; 2 — каледонские (позднеордовикские) гранитоиды; 3 — силур: толщи обломочных пород, внизу сероцветные,верху красноцветные, частично континентальные; 4 и 6—7 — нижний-средний девон; 4 — красноцветные континентальные грубообломочные образования, 6 — вулканогенные образования порфиритового состава, 7 — то же, липаритового состава; 5 и 8 — средний-верхний девон: 5 — терригенные континентальные толщи, 8 — вулканогенные образования; 9—10 — девонские гранитоиды; 11 — геосинклинальный комплекс морских отложений среднего палеозоя Балхашского блока; 12 — глубинный разлом

Отложения фамена — нижнего карбона представлены внизу карбонатными породами сильно изменчивой мощности — от первых сотен метров до 2000—3000 м во впадинах Сарысу-Тенизского междуречья. В некоторых районах карбонатные породы фацально замещаются маломощными глинистыми и кремнисто-глинистыми образованиями типа лептогеосинклинального кульма. С середины визе карбонатные породы все более уступают место терригенным, местами угленосным образованиям. В заключительную фазу регрессии в Джезказганском районе образовались скопления осадочных медных руд большого промышленного значения. В конце раннего карбона вулканогенно-осадочное выполнение упоминавшихся впадин подверглось складчатости, местами (Сарысу-Тенизское междуречье) довольно интенсивной, а область их распространения — общему воздыманию и денудации. В то же время во внешней части Казахстано-Северо-Тяньшаньского срединного массива возник ряд новых обширных впадин (Чуйская, Джезказганская, Тенизская, Аксуатская), в которых отчасти в лагунно-морской, отчасти в низинной (озерно-аллювиальной) обстановке в среднем-позднем карбоне и перми шло накопление пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, в верхней части которых распространены пласты и линзы гипса, ангидрита и каменной соли.

Особое место в ряду «молодых» впадин занимает обширная Или-Тарская впадина, заложившаяся в начале карбона и первоначально, до середины визейского века, заполнявшаяся толщами континентальных осадков. Визе, в результате регрессии, впадина превратилась в область денудации. После грубообломочных, отчасти также вулканогенных образований. После средне-визейского («саурского») перерыва прогибание и вулканическая



не раннего карбона, к концу его сменилась общей регрессией, приведшей в среднем карбоне к почти полному осушению и превращению в область денудации территории упоминавшихся срединных массивов.



Рис. 73. Принципиальная схема строения Казахстанского вулканического пояса и смежных территорий для девонского времени. По О. А. Мазаровичу, 1976, с изменениями:

1 — каледонский геосинклинальный складчатый комплекс; 2 — каледонские (позднеордовикские) гранитоиды; 3 — силур: толщи обломочных пород, внизу сероцветные, вверху красноватые, частично континентальные; 4 и 6—7 — нижний-средний девон; 4 — красноватые континентальные, 6 — вулканогенные образования порфирового состава, 7 — то грубообломочные образования; 5 и 8 — средний-верхний девон: 5 — терригенные континентальные, 8 — вулканогенные образования; 9—10 — девонские гранитоиды; 11 — геосинклинальный комплекс морских отложений среднего палеозоя Балхашского блока; 12 — глубокий разлом

Отложения фамена — нижнего карбона представлены внизу карбонатными породами сильно изменчивой мощности — от первых сотен метров до 2000—3000 м во впадинах Сарысу-Тенизского междуречья. В некоторых районах карбонатные породы фациально замещаются маломощными глинистыми и кремнисто-глинистыми образованиями типичными для терригенного, местами угленосного об-



деятельность в Илийской впадине резко усилились и она стала заполняться толщами лав и вулканических туфов среднего и кислого состава, мощность которых достигла к концу палеозоя 5000—6000 м.

### Центральная зона Казахстано-Джунгарского геоблока

На рассматриваемом этапе развитие северного (Карагандинского) и юго-западного (Моинты-Джунгарского) блоков Центральной зоны протекало сходно с развитием смежных с ними срединных массивов, вместе с которыми они входили в область обрамления основной части Центральной зоны. В пределах последней с наибольшей полнотой выявлено развитие Балхашского блока, ограниченного с севера Тектурмасской складчатой системой, геосинклинальное развитие которой на герцинском этапе еще продолжалось.

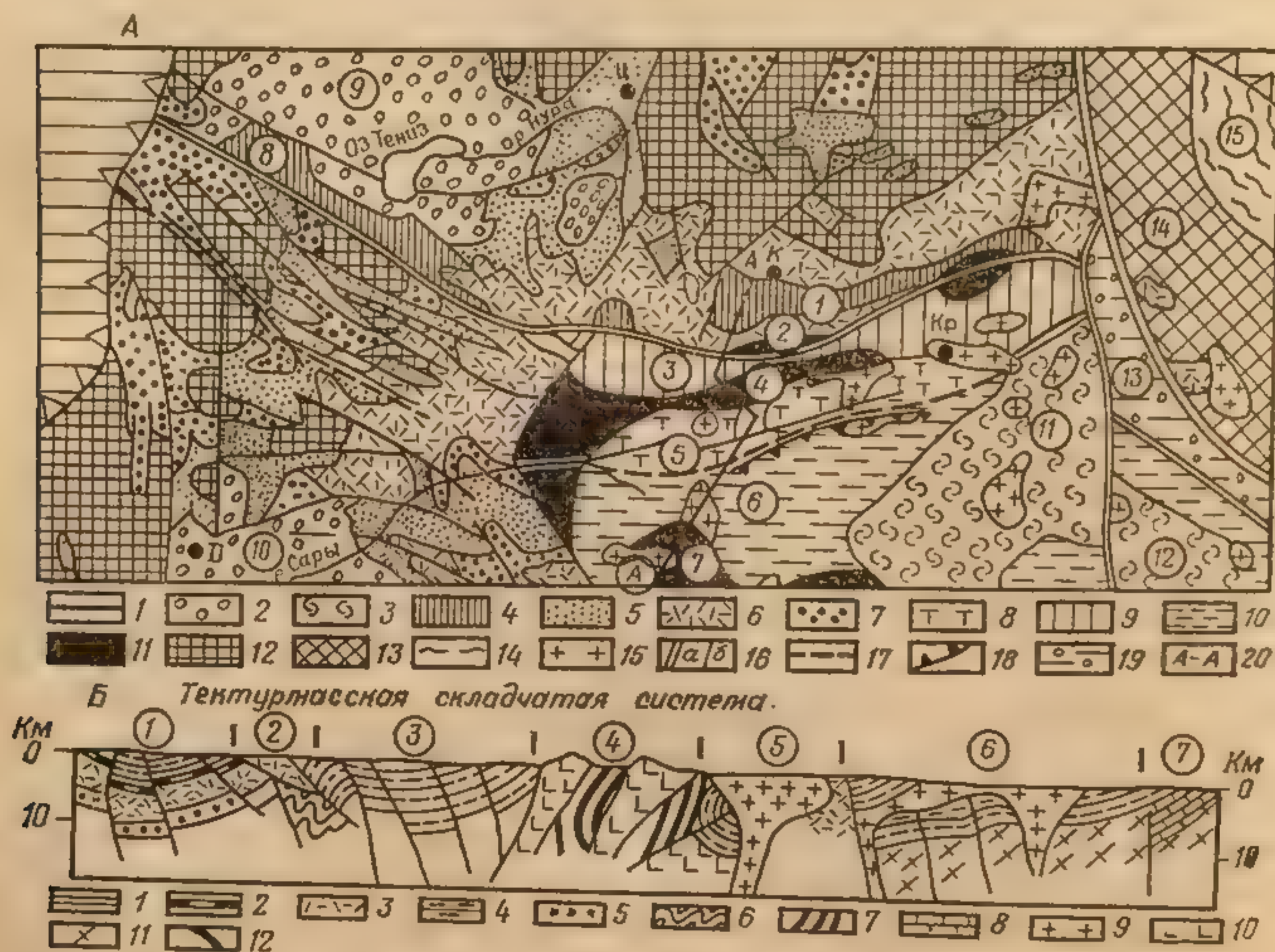


Рис. 74. Тектурмас-Карагандинская система.

А — структурно-геологическая схема. По А. А. Богданову и др., 1963: 1 — мезозой области обрамления Центральноказахстанского массива; 2 — верхний палеозой (С<sub>2</sub>—Р) Тенизской и Джездин; 3 — вулканогенный верхний палеозой Токраусской и Северо-Балхашской впадин; 4 — верхний девон — карбон Карагандинско-Кипчакского краевого прогиба; 5 — фамен — вон; 6 — вулканогенный, 7 — вулканогенно-осадочный; 8 — континентальный девон, отчасти также силур и карбон Успенской зоны; 9 — силур — девон Нуринского синклинального образования; 10 — додевонские образования (включая силур); 11 — досилурийские образования Чингизтау, 14 — Иртыш-Зайсанская система; 15 — позднепалеозойские гранитоиды; 16 — разрывы; 17 — граница Тектурмас-Карагандинской системы и района Предчингизского прогиба; 18 — граница платформенного чехла; 19 — положение профиля.

Цифры в кружках: 1 — Карагандинский синклинорий, 2 — Спасский антиклинорий, 3 — Нуринско-Балхашская «зона», 4 — Тектурмасский антиклинорий, 5 — Успенская зона смятия, 6 — Джунгарий, 8 — Кипчакский прогиб, 9 — Тенизская впадина, 10 — Джезказганская впадина, 11 — Токрауская впадина, 12 — Северо-Балхашская впадина, 13 — Предчингизский прогиб, 14 — Чингиз-Тарбагайский мегантиклинорий, 15 — Иртыш-Зайсанская складчатая система.

Б — схематический геологический профиль. По А. А. Абдулину и др., 1974, упрощено: 1 — средний и верхний карбон Карагандинского синклинория; 2 — нижний карбон — верхний девон Карагандинского синклинория; 3 — вулканогенные образования нижнего-среднего девона; 4 — терригенные образования силура — девона; 5 — нижний силур; 6 — ордовик; 7 — кембрий — ордовик Тектурмасского антиклинория; 8 — карбонатный кембрий — ордовик Моинты-Джунгарского блока; 9 — каменноугольные гранитоиды; 10 — гипербазиты; 11 — докембрийский кристаллический фундамент; 12 — разрывы.



Центральной зоны. В пределах последней с наивысшей интенсивностью проявилось развитие Балхашского блока, ограниченного с севера Токраусской и Северо-Балхашской впадинами, складчатой системой, по синклинальному развитию мезозойского герцинского этапа еще продолжалось.

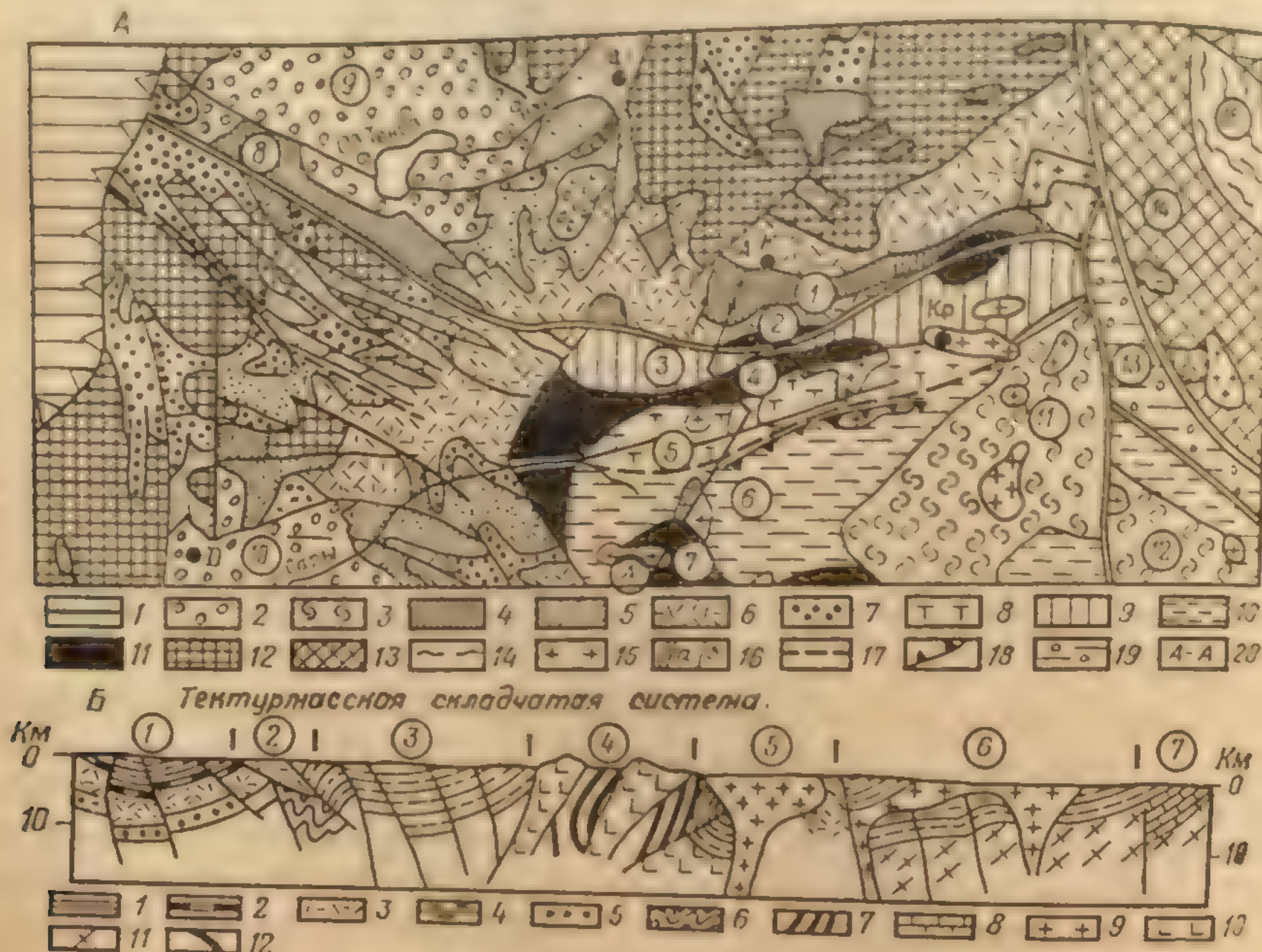


Рис. 74. Тектурмас-Карагандинская система.

А — структурно-геологическая схема. По А. А. Богданову и др., 1963: 1 — мезозой области об-  
рамления Центральноказахстанского массива; 2 — верхний палеозой (С<sub>2-3</sub>—Р) Тенизской и Джез-  
дин; 4 — верхний девон — карбон Карагандинско-Кипчакского красного прогиба; 5 — фанеро-  
зой; 6 — вулканогенный, 7 — вулканогенно-осадочный; 8 — континентальный вулканогенный де-  
вон, отчасти также силур и карбон Успенской зоны; 9 — силур — девон Нурина синклин-  
образования; 10 — силур — нижний девон Джунгаро-Балхашского синклинория; 11 — досилурийские об-  
разования (включая силур); 12 — додевонские образования Чингизау; 14 — Иртыш-Зайсанская система; 15 — позднепалеозойские гранитоиды; 16 — разрывы;  
глыбовых складок Сарысу-Тенизского междуречья; 18 — граница платформенного чехла; 19 —  
Предчингизский прогиб; 20 — положение профиля.

Цифры в кружках. 1 — Карагандинский синклинорий, 2 — Спасский антиклинорий, 3 — Нури-  
но-Балхашская «зона» — Жаман-Сарысу-Успенский синклинорий, 4 — Токраусский антиклинорий, 5 — Успенская зона смятия, 6 — Джунга-  
рий, 8 — Кипчакский прогиб, 9 — Тенизская впадина, 10 — Актау-Моинтинский синклин-  
образования, 12 — Северо-Балхашская впадина, 13 — Предчингизский прогиб, 14 — Чингиз-  
Тарбагайский мегантиклинорий, 15 — Иртыш-Зайсанская складчатая система.

Б — схематический геологический профиль. По А. А. Абдулину и др., 1974, упрощено: 1 — сред-  
ний и верхний карбон Карагандинского синклинория; 3 — вулканогенные образования нижнего-среднего девона; 4 — гер-  
цинские образования силура — девона; 5 — нижний силур; 6 — ордовик; 7 — кембрий — ор-  
довик Тектурмасского антиклинория; 8 — карбонатный кембрий — ордовик Моинты-Джунгарско-  
го блока; 9 — каменистоугольные гранитоиды; 10 — гипербазиты; 11 — докембрийский кристалли-  
ческий фундамент; 12 — разрывы



Ока  
андинск  
ьной  
масс  
овной част  
олнестя ва  
ера Текст-р  
которой на

и Дж  
ской в  
замен  
ный д  
ный д  
инкли  
ские о  
ия Цы  
зрывн  
район  
19 -

Нурья-  
жунга-  
клино-  
— То-  
нигиз-  
сред-  
и Ка-  
— тер-  
— ор-  
рско-  
алла-



В позднепалеозойском развитии Балхашского блока, как и области его обрамления, выделяются три стадии: дофаменская, фаменско-ранневизейская, поздневизейско-пермская.

Дофаменская стадия представлена в пределах Балхашского блока в основном слоями нижнего девона и эйфеля, сложенными сероцветными прибрежно-морскими песчано-алевролитовыми породами. Их переход в вулканогенно-красноцветные толщи области обрамления блока совершается довольно постепенно, и в краевых частях морского Джунгаро-Балхашского бассейна значительную роль играют еще прослои и линзы красноцветных песчаников и конгломератов, а также наземных вулканитов. Слои живета — франа распространены здесь ограниченно и имеют, как правило, небольшую мощность.

Начало фаменско-ранневизейской стадии было отмечено блоковыми движениями и возникновением интенсивно погружавшихся депрессий, а с начала карбона — также развитием вулканической деятельности (рис. 75). Отложения данной стадии представлены мощной (до

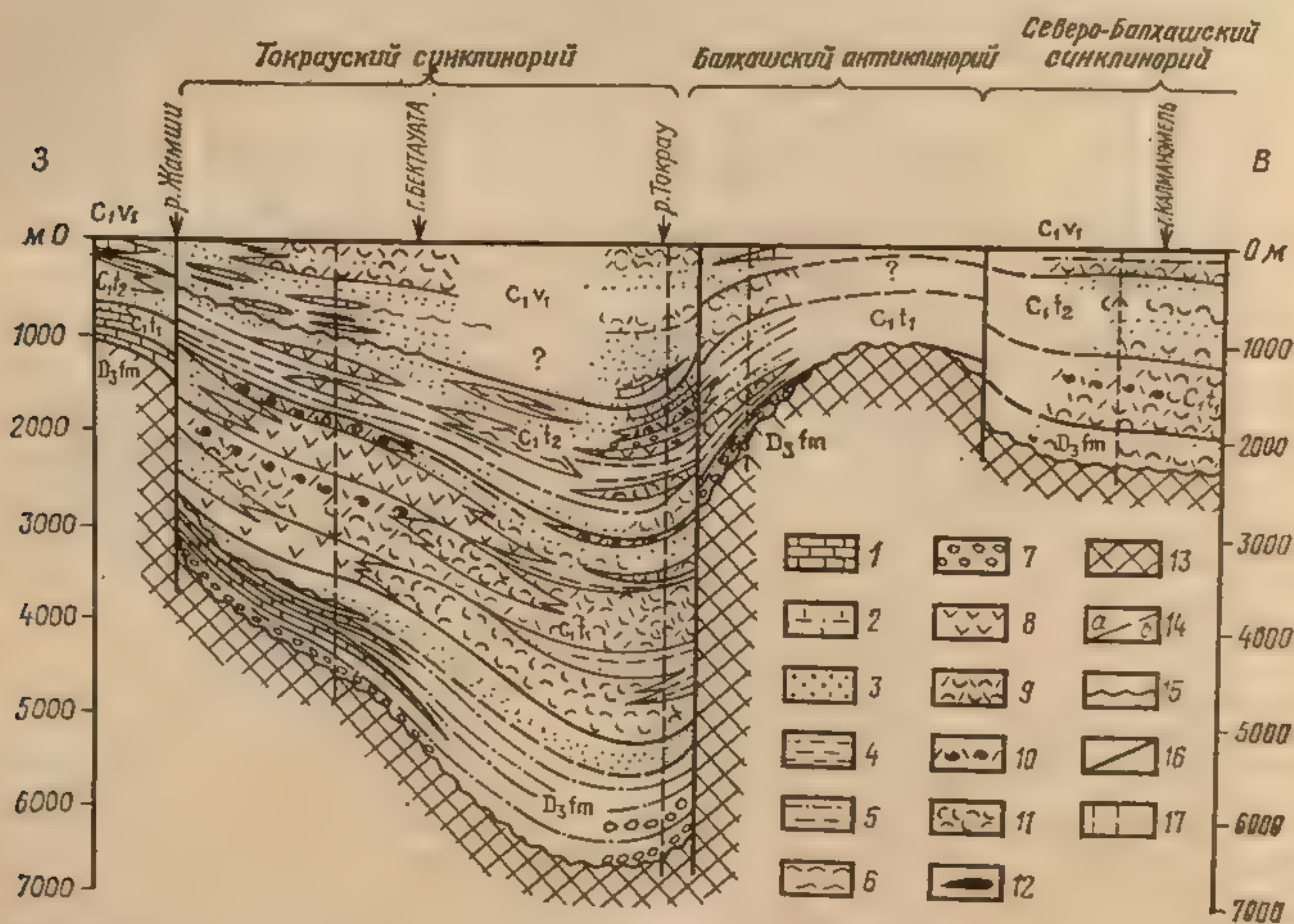


Рис. 75. Палеофациальный профиль фаменско-нижневизейских отложений. По М. К. Бахтееву и др., 1971:

1 — известняки; 2 — известковистые песчаники; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — переслаивание песчаников и алевролитов; 6 — кремнистые породы; 7 — конгломераты; 8 — лавы андезит-базальтового и дацитового состава; 9 — туфы дацитового и липаритового состава; 10 — игнимбриты и спекшиеся туфы; 11 — туффиты; 12 — угли; 13 — дофаменские отложения; 14 — граница согласного залегания отложений достоверная (а) и предполагаемая (б); 15 — размыв; 16 — длительно существующие разломы; 17 — линии опорных стратиграфических разрезов

5000—6000 м во впадинах) толщей песчаников, алевролитов и вулканических пород (лав, туфов) основного, среднего и кислого состава и в северной части блока — кремнисто-глинистыми и кремнисто-карбонатными образованиями.

В середине визейского века на территории Балхашского блока проявляется саурская складчатость, считающаяся для него главной, завершающей герцинский цикл его развития. Однако на большей части площади блока саурское несогласие выражено очень слабо. Со второй половины визейского века и до конца палеозоя Балхашский блок ста-



новится ареной интенсивной вулканической деятельности, в результате которой в ряде крупных впадин накопились мощные (до 5000—6000 м) толщи наземных вулканических образований преимущественно среднего-кислого состава, изредка прослоенные пачками осадочных пород. Лишь местами в центральной части блока шло одновременно накопление осадочных, частично прибрежно-морских образований, наиболее полно представленных в Саякской синклинали в районе Северо-Балхашского поднятия.

#### Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская системы

Для герцинского этапа развития Южно-Тяньшаньской системы характерна двухстадийность, приведшая к возникновению в ее пределах двух генераций геосинклинальных прогибов: основной стадии (силурийско-раннекаменноугольной) и заключительной стадии (среднекаменноугольно-пермской), на которой прогибы возникли не только в краевой зоне (краевые прогибы), но и во внутренней части складчатой системы.

В раннем силуре условия осадконакопления в Южно-Тяньшаньской системе были довольно однообразными. Во всех ее зонах шло в основном накопление песчано-сланцевых толщ умеренной мощности, в составе которых заметную роль играли граптолитовые сланцы. Выделялась в это время лишь осевая — Зеравшанская — зона, где прогибание было интенсивным и где мощность слоев нижнего силура достигает 2500—3000 м. В предлудловское время на месте Зеравшанской зоны возникло, по-видимому, слабо(?) выраженное осевое поднятие, становление которого сопровождалось местами складчатостью. На характер осадков в прогибах, прилегающих к Зеравшанской зоне, воздымание последней заметного влияния не оказало: терригенные осадки нижнего силура сменяются в них терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями верхнего силура (лудлова).

В других зонах Южно-Тяньшаньской системы в конце силура произошла активизация дифференциальных движений, которая привела к расчленению этих зон на прогибавшиеся участки, частично имевшие характер подзон, частично кулисообразно подставлявшие друг друга по простиранию. С течением времени знак движений и их интенсивность местами изменялись. С конца силура в восточной части геосинклинальной системы получила развитие вулканическая деятельность. Все это определило значительную сложность распространения различных типов осадков, картина которого затемняется также сложной, местами покровной структурой региона.

В широко распространенном карбонатном типе разрезов Туркестано-Алайской зоны весь комплекс слоев — от лудлова до нижнего, средних карбона — представлен карбонатными породами от 2000—2500 до 3000—4000 м общей мощности. Карбонатный тип разрезов распространен на всем протяжении Туркестано-Алайской зоны, но в восточном направлении он все более уступает место разрезам другого типа. Преимущественно карбонатный состав имеют отложения западной части Зеравшано-Гиссарской зоны. Но в верхнем девоне — нижнем карбоне здесь преобладают уже различные терригенные, отчасти также кремнистые образования.

Терригенный тип разрезов распространен во всех зонах. Часто в непосредственной близости от участков (подзон, блоков) с карбонатным типом разреза располагаются участки (подзоны, блоки), где отложения того же возраста представлены терригенными, иногда грубообломочными континентальными (?) образованиями. В целом в вос-



точном направлении относительная роль терригенных разрезов возрастает. Третий основной тип разрезов — вулканогенный — свойствен главным образом восточной окраине Туркестано-Алайской зоны, Восточно-Алайской зоне, а также Баубашинской зоне, вытянутой в северо-западном направлении вдоль Талассо-Ферганского разлома. В данном типе с вулканитами могут ассоциироваться как карбонатные, так и терригенные породы; обычны в нем также пачки кремнистых сланцев, которые как второстепенный элемент встречаются и в других типах разрезов.

Наряду с карбонатными и терригенными наблюдаются, конечно, и разрезы смешанного типа. Но роль их, по-видимому, невелика, и в целом осадконакопление имело в Южно-Тяньшаньской системе контрастный характер. Разрезы любого типа могут быть, наконец, стратиграфически полными, сформировавшимися в условиях непрерывного или почти непрерывного погружения, и стратиграфически сокращенными, в которых образование отдельных членов разреза разделялось длительными перерывами.

Причина контрастности осадконакопления в Южно-Тяньшаньской системе не вполне ясна. Скорее всего она определялась здесь неровным рельефом дна бассейна — существованием в его пределах относительно приподнятых и относительно опущенных блоков, охваченных общим для них погружением. Приносившийся в бассейн обломочный материал разносился придонными течениями и отлагался на поверхности относительно опущенных блоков. На поверхности приподнятых блоков шло накопление карбонатных отложений, в основном органогенного происхождения. Различие глубины образования терригенных и карбонатных осадков могло быть при этом незначительным — порядка первых сотен или даже десятков метров.

На рубеже раннего и среднего карбона в различных районах в разное время (от начала намюра до середины московского века) все зоны Южно-Тяньшаньской системы, возможно лишь за исключением Северо-Букантау-Карачатырской зоны (краевых прогибов), были охвачены складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитных интрузий. Для большей части геосинклинальной системы эта складчатость была основной, завершающей. Она сопровождалась воздыманием отдельных блоков, что привело к возникновению контрастного рельефа, который вызвал развитие обвально-осыпных и оползневых процессов, достигавших местами грандиозных масштабов, вплоть до формирования гравитационных покровов. В результате этих процессов во второй половине среднего карбона и в позднем карбоне во многих районах Южно-Тяньшаньской системы в отдельных остаточных прогибах образовались мощные олистостромовые толщи — глинистых и песчано-глинистых отложений с включениями (олистолитами) более древних пород, преимущественно известняков, самых различных размеров. В конце карбона слои этих остаточных прогибов подверглись слабой складчатости и были вовлечены в общее воздымание складчатой системы.

Одновременно с оформлением остаточных прогибов на фоне общего воздымания Южно-Тяньшаньской системы возник ряд более крупных прогибов, начавших заполняться мощными (до 5000—6000 м) песчано-конгломератовыми толщами, накопление которых вначале протекало в морской, а с середины пермского периода — в континентальной обстановке. Основной областью накопления этих образований была Северо-Букантау-Карачатырская зона краевых прогибов, которая до середины карбона прогибанием охвачена, по-видимому, не была. По-



мимо зоны краевых прогибов возникли также внутренние зоны интенсивного погружения и накопления грубообломочных пород. Наиболее значительная из них — S-образно изгибающаяся Сурметаш-Гульчинская зона — занимает центральное положение в восточной части системы, аналогичное положению центральной части Зеравшанской зоны, на продолжении которой Сурметаш-Гульчинская зона, возможно, и возникла. Ее западным продолжением являются две узкие прерывистые полосы развития верхнекаменноугольно-пермских отложений, вытянутые вдоль северного и южного краев Зеравшанской зоны.

Весьма слабо еще изученная Кокшаальская складчатая система во многом близка к Южно-Тяньшаньской, непосредственным восточным продолжением которой она является.

#### Таджикская метагеосинклинальная система

В строении Таджикской системы существенную роль играют древние допалеозойские массивы, частично погруженные, частично выступающие на поверхность, разделяющие сравнительно узкие зоны складчатых палеозойских образований. Наличие древних массивов дает основание ряду геологов рассматривать Таджикскую систему, за исключением ее северной — Южно-Гиссарской — зоны, как срединный массив. Представляется все же, что в целом (включая Южно-Гиссарскую зону) ее правильнее рассматривать как метагеосинклинальную складчатую систему.

Основные синклиновые зоны Таджикской системы — северная, Южно-Гиссарская, и южная, в западной ее части именуемая Южно-Амударьинской, а в восточной (памирской) — Калайхумб-Сауксайской, — занимают окраинное положение. Третья, менее протяженная, линзовидная в плане Курган-Тюбинская синклиновая зона занимает центральное положение.

Как уже отмечалось, синклиновые зоны Таджикской системы по типу и времени своего развития значительно сходны с Валерьяновской подзоной Кустанайской зоны Восточного Урала. Возможно поэтому, Таджикскую систему следует рассматривать как расширенное, расщепляющееся на несколько ветвей юго-восточное продолжение Валерьяновской подзоны. До середины визейского века развитие Таджикской системы протекало в палеозое спокойно. Ее разделение на синклиновые и антиклинорные зоны, вероятно, лишь намечалось. Разрез нижнего палеозоя в ее пределах неполный, прерывистый и представлен сравнительно маломощными терригенными и карбонатными образованиями. Вулканическая деятельность в это время не проявлялась.

Резкий перелом в развитии рассматриваемой системы наступил в середине раннего карбона одновременно с развитием складчатости в расположенной севернее Южно-Тяньшаньской системе. В это время область Таджикской системы подверглась, по-видимому, раздроблению, в результате которого, в основном вдоль ее краев, обособились ограниченные разломами синклиновые зоны, начавшие интенсивно погружаться и заполняться толщами вулканических и осадочных пород.

С наибольшей полнотой позднепалеозойское развитие синклиновых зон выявлено у северной из них — Южно-Гиссарской. На первой стадии ее погружения, в конце раннего — начале среднего карбона, она заполнялась в основном мощными (до 2000—3000 м) толщами лав и вулканических туфов основного, внизу, и среднего, сверху, состава.



Со второй половины среднего карбона вулканическая деятельность уступает место накоплению осадочных, преимущественно терригенных грубообломочных пород, прервавшемуся в раннепермское время второй вспышкой вулканизма, продукты которого имели уже в основном кислый состав. Прогибание, продолжавшееся до триаса, неоднократно прерывалось поднятиями, перерывами в осадконакоплении и размывом ранее образовавшихся отложений и проявлениями складчатости, в целом умеренной интенсивности. В конце карбона произошло внедрение крупных интрузий гранита, присутствие которых — одна из характерных черт Южно-Гиссарской зоны.

Одновременно с синклинорными зонами погружением были охвачены и некоторые участки антиклинорных зон, где, однако, мощность отложений меньше и вулканические образования играют в их составе меньшую роль. Сходно с Южно-Гиссарской зоной протекало в позднем палеозое и развитие Қалайхумб-Сауксайской зоны, выделяющейся лишь большей интенсивностью вулканической деятельности в начальную фазу погружения.

#### ВОСТОЧНЫЕ УРАЛО-МОНГОЛИДЫ И ИРТЫШ-ЮЖНО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

На герцинском этапе, с начала девона, северо-западная часть Восточных Урало-Монголид — Салаиро-Саянский геоблок Алтае-Саяно-Монгольского пояса и Талицко-Монголо-Алтайский геоблок — почти повсеместно утратила геосинклинальные черты и стала развиваться уже квазиплатформенным путем. Геосинклинальные черты развития, не вполне типично выраженные, сохранили лишь отдельные прогибы Ануйско-Хархириной шовной зоны и Западно-Саянской системы. Но в то же время начало герцинского этапа ознаменовалось здесь активизацией дифференциальных вертикальных движений — воздыманием одних блоков и погружением других — и возникновением ряда начавших заполняться осадками впадин, разделенных возвышенными «порогами». Возникновение разломов, ограничивавших отдельные блоки, привело к вспышке вулканической деятельности, характерной для начальной (девонской) стадии герцинского этапа развития северо-западной части Восточных Урало-Монголид. В пределах Монгольского геоблока, который в ордовике и силуре сохранял черты устойчивого массива суши, начало герцинского этапа было отмечено возникновением Монголо-Забайкальской геосинклинальной системы. Одновременно или несколько позже в восточной части Монгольского геоблока возник ряд других мелких изолированных геосинклинальных прогибов, развитие которых протекало на фоне общего погружения геоблока.

Общее погружение с начала герцинского этапа (на востоке уже с ордовика) испытал также Иртыш-Южно-Монгольский пояс, прошедший на данном этапе типично выраженный цикл геосинклинального развития. Развитие северо-западных сегментов пояса было тесно связано с развитием северо-западной части Восточных Урало-Монголид, а его восточных сегментов — с восточной же частью последних. Эта связь определяет общий план дальнейшего рассмотрения Восточных Урало-Монголид.



## Северо-западная часть Восточных Урало-Монголид и Иртыш-Южно-Монгольского пояса

### Иртыш-Зайсанская и Колывань-Томская складчатые системы

Иртыш-Зайсанская система имеет симметричное строение (рис. 76). В ее составе выделяются центральная синклинорная зона — Калбинская — и две краевые синклинорные зоны — Жарминская, на юго-западе, и Рудноалтайская, на северо-востоке, отделенные от центральной зоны первая — Чарской, а вторая — Иртышской антиклинорными зонами. Последняя из них («Иртышская зона смятия») представляет узкий раздробленный выступ фундамента Иртыш-Зайсанской системы, который в южной части зоны образует сравнительно крупный и слабо нарушенный массив. Вдоль северо-восточного края Чарской зоны протягивается цепочка гипербазитовых массивов, образующих Чарский гипербазитовый пояс. Особое место в рассматриваемой системе занимает Южно-Алтайская зона, вклинивающаяся между Рудноалтайской и Иртышской зонами и Талицко-Монголо-Алтайским геоблоком. Иртыш-Зайсанская система возникла на месте «порога», разделявшего на салаирско-каледонском этапе геосинклинальные прогибы Чингиз-Тарбагатайской системы и Талицко-Монголо-Алтайского геоблока (Калбинская, Чарская, Иртышская зоны) и окраинных частей возникших на месте этих прогибов горно-складчатых сооружений (Жарминская, Рудноалтайская, Южно-Алтайская? зоны). По-видимому, с разломами, которые ограничивали «порог» с юго-запада, было связано внедрение гипербазитов Чарского пояса.

Наиболее древние палеозойские образования Иртыш-Зайсанской системы относятся ко второй половине силура (уинлоку и лудлову). Они известны в Чарской зоне, где они с разрывом залегают на предположительно протерозойских метаморфических породах, достигая 1000—1500 м мощности (рис. 76, Б, разрез II). Силур представлен здесь морскими внизу терригенно-карбонатными, а сверху (лудлов) — карбонатными отложениями и сходен в целом с силуром северной части Ануйско-Хархириной зоны. Более широко распространены в Иртыш-Зайсанской системе слои девона, состав, мощность, полнота и строение разреза которых в различных зонах сильно варьируют. Нижний девон распространен при этом вообще ограниченно, только в Жарминской и Чарской зонах и вдоль северо-восточного края Южно-Алтайской зоны.

В Чарской зоне нижний девон согласно налегает на верхние слои силура и, как и последние, имеет карбонатный состав и небольшую мощность. Сходный характер имеют в Чарской зоне и более высокие слои девона. В Жарминской зоне нижний девон развит неполно и представлен в основном различными вулканитами и пирокластами, лишь прослоенными пачками терригенных, реже карбонатных пород.

В среднем девоне везде, за исключением Чарской зоны, получила развитие вулканическая деятельность и началось накопление мощных толщ вулканитов и пирокластов в основном кислого состава, прослоенных пачками морских осадочных, преимущественно терригенных пород. В Рудноалтайской зоне вулканогенно-осадочные образования среднего девона залегают трансгрессивно, в основании герцинского комплекса данной зоны. Верхний девон — нижний карбон Калбинской и Южно-Алтайской зон представлен мощными бедными ископаемыми сланцево-алевролитовыми сериями, отчасти флишеидного характера. Существенную роль в их составе играют «черносланцевые» толщи — темные



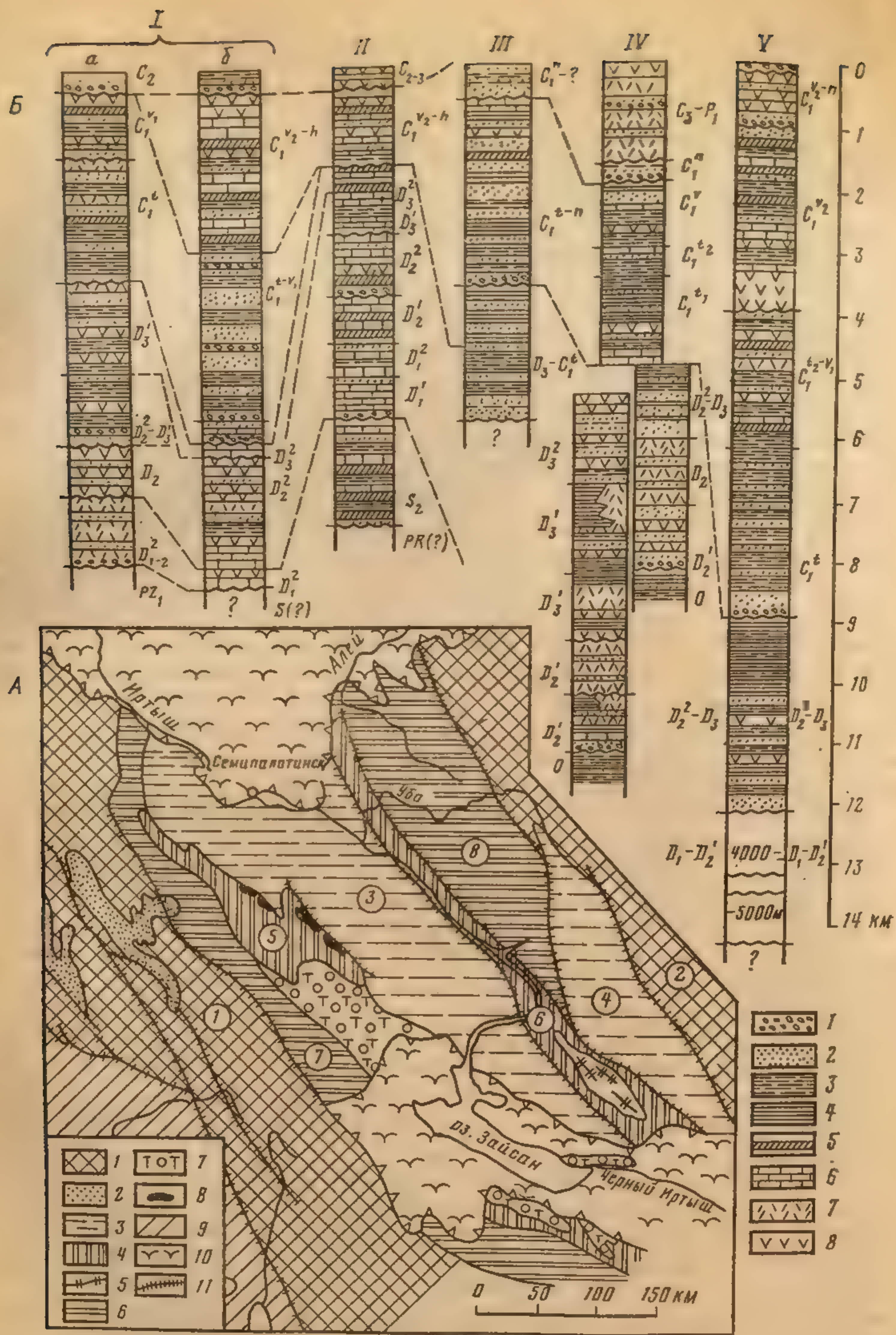


Рис. 76. Иртыш-Зайсанская геосинклинальная складчатая система. По А. Л. Матвеевской, 1969.

А — структурно-геологическая схема: 1 — Чингиз-Тарбагатайская (1) и Талицко-Монголо-Алтайская (2) системы; 2 — среднепалеозойские квазиплатформенные впадины в пределах Чингиз-Тарбагатайской системы; 3—8 — Иртыш-Зайсанская система: 3 — Калбинская (3) и Южно-Алтайская (4) синклиновые зоны, 4 — Чарская (5) и Иртышская (6) антиклинорные зоны, 5 — докембрий Иртышской зоны, 6 — Жарминская (7) и Рудно-Алтайская (8) краевые зоны, 7 — наложенные и остаточные прогибы, 8 — ультрабазиты «Чарского пояса»; 9 — Джунгаро-Балхашская система; 10 — мезокайнозой Западно-Сибирской плиты и Зайсанской впадины; 11 — разломы.

Б — стратиграфические разрезы складчатых комплексов основных структурно-фациальных зон: I — Жарминская зона (а — антиклинальные, б — синклиналильные участки); II — Чарская зона; III — Калбинская зона; IV — Рудно-Алтайская зона (а — синклиналильные, б — антиклинальные участки); V — Южно-Алтайская зона; 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глинистые сланцы, 5 — кремнистые сланцы, 6 — известняки, 7—8 — вулканы и пирокласты: 7 — кислого состава, 8 — среднего и основного состава







В Ануйско-Хархиринской зоне (см. рис. 63) каледонской складчатостью завершилось геосинклинальное развитие ее южной, монгольской части. В средней — Ануйско-Чуйской — части зоны каледонская складчатость хотя и проявилась, но к завершению геосинклинального развития не привела. В северной — Алтае-Салаирской — части зоны она вообще не проявилась, и карбонатные слои верхнего силура (лудлова) без перерыва сменяются здесь карбонатными отложениями девона. На Ануйско-Чуйском отрезке зоны прогибание и осадконакопление в конце девона, местами в самом начале карбона прекратились, и возможно, что уже на рубеже девона и карбона данный отрезок зоны был охвачен складчатостью. На Алтае-Салаирском отрезке зоны каменноугольные отложения широко распространены и достигают значительной мощности. Складчатость была здесь послераннекаменноугольной. Таким образом, с юга на север складчатость в Ануйско-Хархиринской зоне становится все более поздней.

Девонские отложения Ануйско-Чуйского прогиба представлены преимущественно морскими образованиями, до 12 000—13 000 м мощности. В основном это различным образом переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. В среднем девоне в северной (ануйской) части прогиба заметную роль играют также карбонатные породы. Ряду горизонтов в нижней части этой толщи свойственна пестро- или красноватая окраска, связанная, вероятно, с их образованием в лагунной или континентальной обстановке. В эйфельском веке накопление осадочных образований было почти полностью подавлено вспышкой вулканической деятельности, продукты которой — лавы и вулканические туфы, до 2000—3000 м мощности, в северной части прогиба имеют преимущественно основной, а в его южной части — преимущественно кислый состав. В юго-восточной (чуйской) части прогиба во второй половине девона сформировалась мощная «черносланцевая» — юстыдская — серия, подобная «черносланцевым» толщам Калбинской зоны Иртыш-Зайсанской системы.

В северной, Алтае-Салаирской, части Ануйско-Хархиринской зоны разрез стратиграфически более полный (включает нижний карбон), но менее мощный. Состав отложений нижней половины девона здесь, как уже отмечалось, в основном карбонатный, верхней — карбонатно-терригенный. Вулканическая деятельность проявлялась только в среднем девоне и лишь в восточной, салаирской, части прогиба. В целом девонско-каменноугольные отложения данной части Ануйско-Хархиринской зоны сходны со слоями того же возраста Чарской зоны Иртыш-Зайсанской системы.

Талицко-Монголо-Алтайский геоблок оставался в девоне приподнятым. Только отдельные его участки становились временами в различные эпохи девона ареной континентального или морского осадконакопления. В эйфеле интенсивная вулканическая деятельность распространилась и на его территорию, покрыв ее, вероятно, в это время сплошным мощным панцирем лав и вулканических туфов, преимущественно кислого состава, сохранившихся к настоящему времени в многочисленных различных по размерам грабенообразных депрессиях.

#### Кузнецкая впадина

Особое положение в структуре Салаиро-Саянского сегмента пояса салаирид занимает Кузнецкая впадина, к которой приурочен крупней-



ший в СССР позднекаменноугольно-пермский угленосный бассейн (см. рис. 63). Кузнецкая впадина наметилась, по-видимому, во второй половине среднего девона, окончательно же оформилась в середине карбона, с началом накопления в ее пределах угленосной толщи. В первой половине девона район впадины являлся, по-видимому, склоном расположенного восточнее, в области Кузнецкого Алатау, массива древней суши. В западной части этого склона имелось, вероятно, продольное поднятие («порог»), отделявшее западную часть склона, принадлежавшую северному участку Ануйско-Хархинской зоны, от восточной части, которая была занята небольшой континентальной — Томской — впадиной.

В живете прогибание Томской впадины прекратилось, а через «порог», ограничивавший ее с запада, в район будущей Кузнецкой впадины проникло море. При этом в зоне «порога» и к западу от него получила развитие вулканическая деятельность, и «порог» представлял, вероятно, в это время гряду вулканических островов. Восточнее шло накопление морских терригенно-карбонатных осадков, которые ближе к Восточной суше сменялись прибрежно-морскими и, наконец, прибрежно-болотными угленосными отложениями барзасской свиты. В позднем девоне погружение к востоку от «порога» резко усилилось и обозначился прогиб, ось которого совпадала уже с осевой зоной Кузнецкой впадины. В первой половине позднего девона в этом прогибе накопилось до 3000—4000 м морских терригенно-карбонатных осадков, которые как к востоку, так и к западу, резко сокращаясь в мощности, замещаются терригенными, частично, на востоке, красноцветными лагунными и континентальными образованиями. В фамене территория Кузнецкой впадины вновь поднялась над уровнем моря и на ней началось накопление красноцветных лагунно-континентальных осадков. Мощность последних невелика и лишь слабо возрастает к осевой части прогиба, который в это время (в фамене) проявлялся слабо, а в раннем карбоне вообще не ощущался: трансгрессивно залегающие отложения нижнего карбона, достигая наибольшей мощности у западного края Кузнецкой впадины, равномерно уменьшаются в мощности к ее восточному борту. Представлен нижний карбон (турне — визе) в средней части известняками, а в нижней и верхней — терригенно-вулканогенными (туфогенными) породами общей мощностью до 700—800 м.

Морские слои нижнего карбона быстро, но без перерыва сменяются вверх по разрезу континентальной угленосной толщей, в основании которой распространены обычно прослойки конгломератов и встречаются еще местами прослойки с морской фауной. Смена морской обстановки континентальной, сопровождавшаяся воздыманием бортов впадины и тем самым ее оформлением, произошла на рубеже визейского и намюрского веков. Угленосная толща, палеозойская часть которой достигает 4000—5000 м мощности, сложена различными континентальными — озерными, болотными, речными — образованиями. Их накопление было непрерывным на протяжении второй половины карбона, перми и раннего триаса (рис. 77). После перерыва, падающего на средний-поздний триас, накопление угленосных отложений продолжалось здесь также в юрское время. По периферии Кузнецкой впадины слои угленосной толщи, согласно с подстилающими слоями нижнего карбона — девона, смяты обычно в крутые складки, нередко опрокинутые и осложненные надвигами. Но к центру впадины интенсивность деформации быстро падает, и в ее большей центральной части слои залегают спокойно.

Кузнецкую впадину на стадии формирования угленосной толщи



трактуют обычно как краевой прогиб. В качестве такового она может рассматриваться, по-видимому, лишь по отношению к Алтае-Салаирскому синклинорию (северному участку Ануйско-Хархиринской зоны),

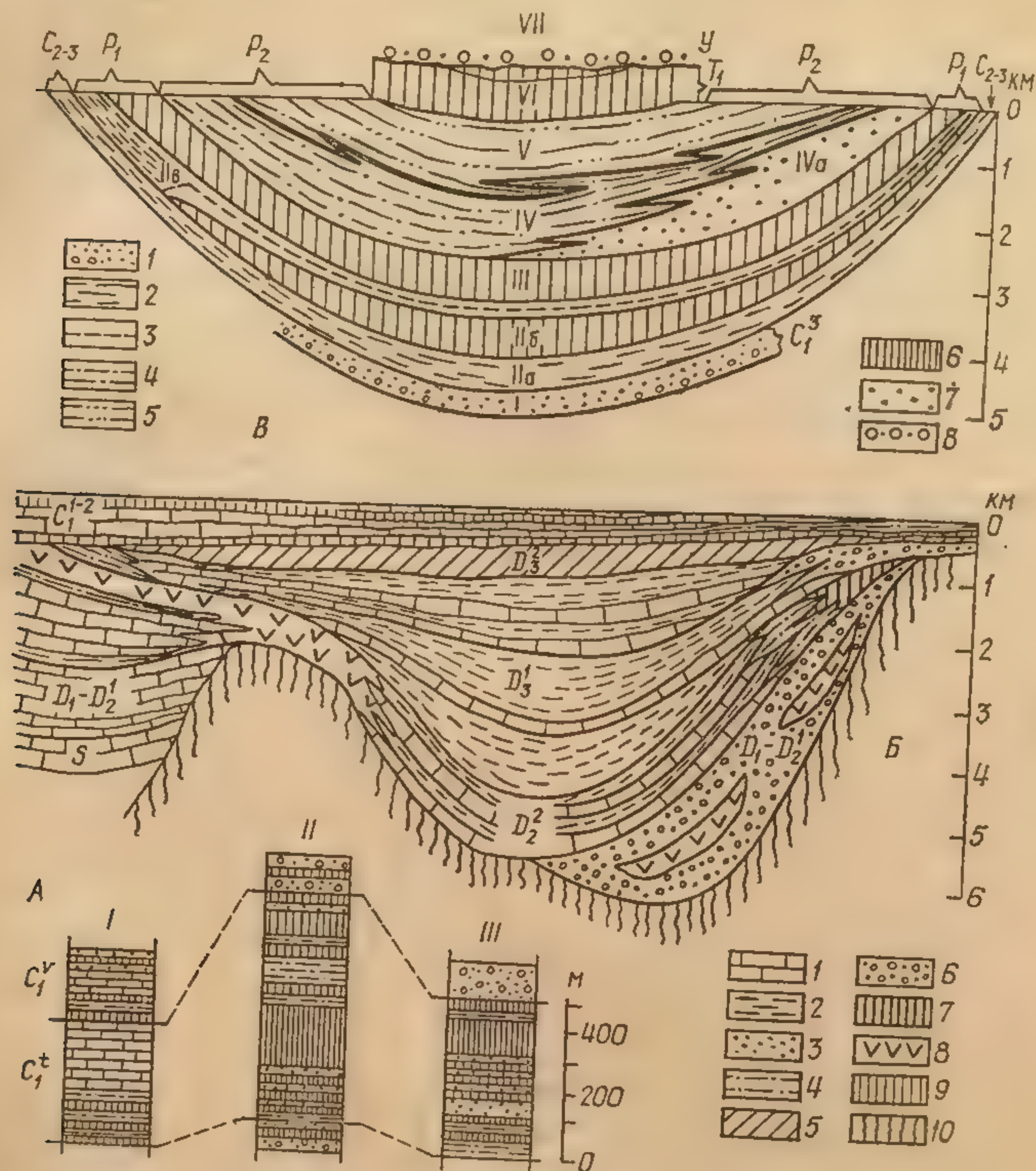


Рис. 77. Верхнепалеозойские отложения Кузнецкого бассейна.

А — нижнекаменноугольные отложения Кузнецкого бассейна (I), Минусинской (II) и Тувинской (III) впадин. По С. В. Максимовой, 1970. Вертикальная штриховка — вулканогенные породы. Б — схема строения девонско-нижнекаменноугольных отложений Кузнецкого бассейна. По М. А. Ржонсницкой, 1959; Т. Н. Бельской, 1961; С. В. Максимовой, 1970: 1 — известняки; 2 — глинистые сланцы, алевролиты; 3 — песчаники; 4 — песчано-алевритовые осадки; 5—6 — континентальные красноцветные образования; 5 — песчано-алевритовые, 6 — песчано-галечниковые; 7 — угленосная толща Барзасского района; 8 — вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования; 9 — вулканические туфы и туфогенные породы; 10 — досилурийские породы. В — схема строения угленосной толщи Кузнецкого бассейна. По И. И. Молчанову, 1956: 1 — лагунно-морские образования острогской свиты (I); 2—5 — промышленно-угленосные толщи: 2 — озерно-болотного происхождения; 3 — озерно-болотного происхождения; 4 — ильинская свита (IV), 5 — еруна-ковская свита (V); 6—7 — безугольные или слабо угленосные толщи: 6 — озерного, отчасти лагунного (солончатого) происхождения — промежуточная толща верхнебалахонской свиты (IIb), кузнецкая свита (III), мальцевская свита (VI), 7 — дельтового происхождения — красно-ярская фация ильинской свиты (IVa); 8 — «конгломератовая» угленосная свита юры (VII)

от которого она отделяется выступом древних (салаирских) структур (см. рис. 63). Формально «система» Алтае-Салаирский синклинорий — Салаирский выступ — Кузнецкая впадина может сравниваться при этом с системой Динантский синклинорий — антиклинорий Кондроз — Намюрский синклинорий Арденн. Но по существу первая из этих сис-



тем, Салаиро-Кузнецкая, представляет, по-видимому, соединение в одно целое ряда независимо развивавшихся единиц, в связи с чем распространение на Кузнецкую впадину понятия «краевой прогиб» вряд ли оправдано.

Рыбинская, Минусинская, Чулымо-Енисейская впадины  
и Тувинский краевой прогиб

К востоку от Кузнецкой впадины, в центральной части Салаиро-Саянского сегмента пояса салаирид, находятся еще две крупные впадины — Минусинская и Чулымо-Енисейская, а восточнее, уже на стыке салаирид с Сибирской платформой, еще одна крупная впадина — Рыбинская. Все эти впадины возникли в начале девона и являются структурами орогенной стадии квазиplateформенного мегаэтапа развития салаирид. Их развитие на герцинском этапе во многом напоминает таковое Каледонской и Оркадской впадин в области Северных Атлантис.

Девон Рыбинской впадины представлен в основном осадочными континентальными (озерными, речными) красно- и пестроцветными алевролитами и песчаниками, реже сланцами и конгломератами, с ос-

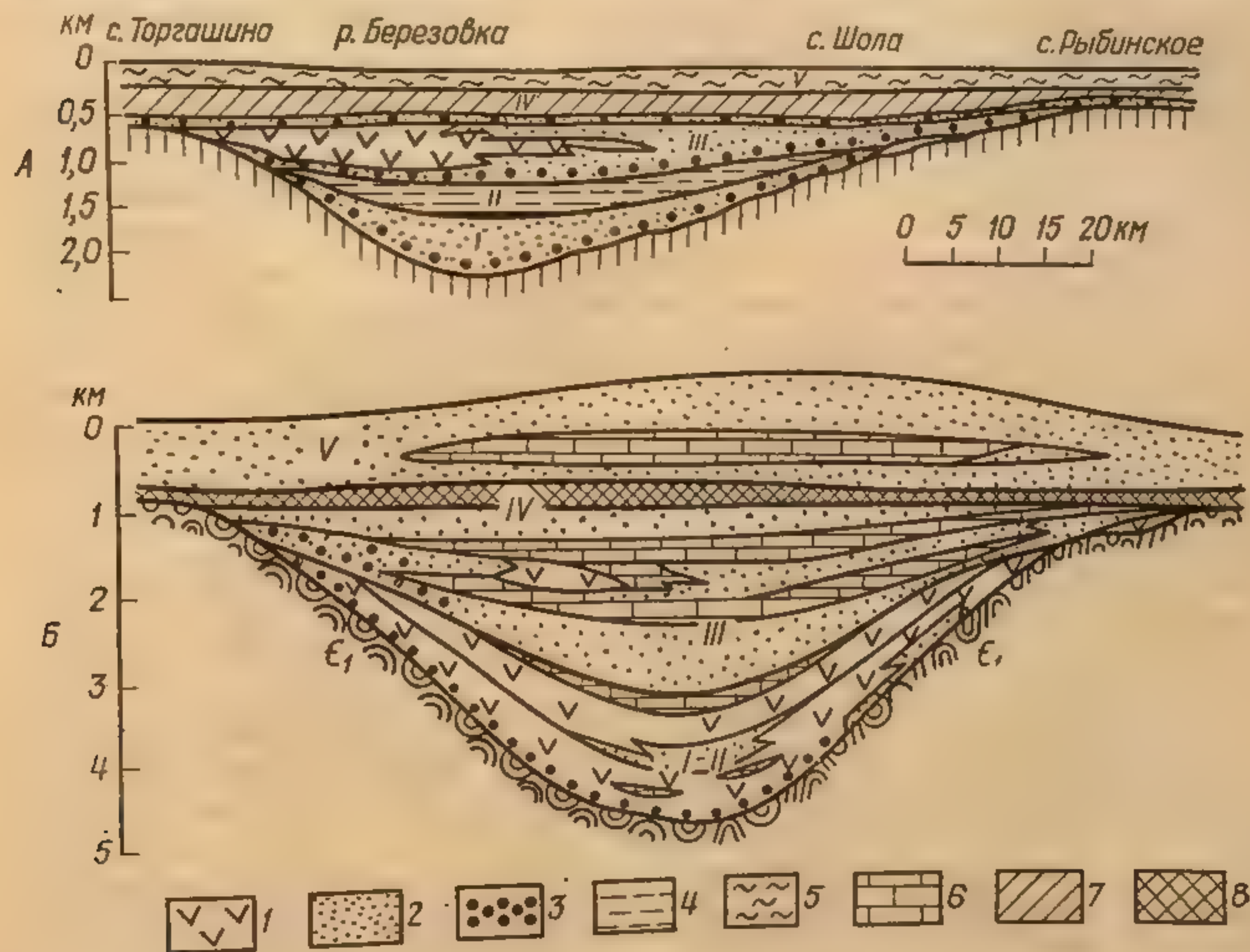


Рис. 78. Девонские образования Рыбинской (А) и Минусинской (Б) впадин. По А. И. Анатольевой, 1964:

1 — вулканогенные породы; 2 — песчаники и алевролиты красноцветные и сероцветные, континентальные; 3 — конгломераты; 4 — песчаники и аргиллиты; 5 — красноцветные и пестроцветные терригенные породы; 6 — известняки и другие карбонатные породы, морские; 7 — континентальные терригенные пестроцветные отложения анжиской свиты; 8 — морские карбонатные отложения бейской свиты; I—II — нижний девон; III — эйфель; IV — живет; V — верхний девон

татками пресноводных рыб и наземных растений (рис. 78, А). Вулканическая деятельность проявлялась здесь только в среднем девоне и лишь на отдельных участках. Погружение впадины шло параллельно с ее расширением; достигнув максимума в конце девона, и то и другое прекратилось.



В более мощном (до 5000—6000 м) разрезе девона Минусинской впадины (рис. 78, Б) вулканиты, преимущественно основного состава, играют уже значительную роль, почти нацело слагая его нижнедевонскую часть. В дальнейшем незначительные проявления вулканической деятельности были здесь в эйфеле, после чего вулканизм в пределах впадины до начала карбона прекратился. Среди осадочных образований здесь, как и в Рыбинской впадине, основную роль играют континентальные красно- и пестроцветные терригенные толщи. Но в среднем девоне в Минусинскую впадину, по-видимому с юго-запада, проникло море и в среднем и нижней части верхнего девона континентальные слои прослаиваются известняками с морской фауной, наиболее широко распространенными (максимум трансгрессии!) в верхней части живета. В конце девона осадконакопление снова принимает континентальный характер.

Девон Чулымо-Енисейской впадины отличается от минусинского меньшей мощностью и меньшей ролью в его составе морских отложений, наиболее распространенных здесь в конце среднего девона.

Нижекаменноугольные отложения рассматриваемых впадин (см. рис. 77) представлены почти исключительно континентальными (озерными, речными, дельтовыми) образованиями, в составе которых существенную роль играет пирокластический материал. Лишь в эпоху турнейской трансгрессии море из района Кузнецкой впадины проникает на короткое время в юго-западную часть Чулымо-Енисейской впадины. С конца раннего карбона в обеих рассматриваемых впадинах устанавливаются условия осадконакопления, близкие к таковым Кузнецкой впадины, и в них во второй половине карбона и в перми формируется комплекс угленосных отложений, который от аналогичных слоев Кузнецкой впадины отличается меньшей мощностью и значительно меньшей насыщенностью пластами угля.

В Тувинском прогибе девонские слои обычно согласно налегают на силурийские, которые, также согласно, налегают на ордовикские. Комплекс этих слоев слагает обширный асимметричный синклинорий, ось которого с течением времени все дальше смещалась к юго-востоку. Северо-западная часть упомянутого синклинория, сложенная слоями ордовика и силура, известна как Хемчикско-Систигхемский синклинорий (прогиб), а юго-восточная часть, сложенная слоями девона и нижнего карбона,— как Тувинский прогиб.

Девон Тувинского прогиба сходен с девоном Минусинской впадины. Но море проникало в Тувинской прогиб (с запада) реже, недалеко и ненадолго, причем в раннем девоне и эйфеле и лишь очень ограниченно в живете, в чем он обнаруживает сходство с Ануйско-Чуйским прогибом, с которым он, по-видимому, и сообщался. Девон Тувинского прогиба выделяется также присутствием в слоях эйфеля (в районе хр. Западный Танну-Ола) галогенных образований (гипс, каменная соль), отложившихся в лагунах, имевших ограниченную и одностороннюю связь с морем. Карбон Тувинского прогиба, как нижний (см. рис. 77), так и верхний (угленосный), также близок к минусинскому. Сохранился он очень ограниченно, лишь в осевой части прогиба. Пермские отложения в Тувинском прогибе неизвестны.

#### Восточная (монгольская) часть Восточных Урало-Монголид и Иртыш-Южно-Монгольского пояса

В герцинском развитии восточной части Восточных Урало-Монголид и Иртыш-Южно-Монгольского пояса достаточно четко обособляют-



ся ранняя — основная и поздняя — заключительная стадии, рубеж между которыми проходит в середине карбона.

Ранняя — основная — стадия развития

Основная, в восточной части Иртыш-Южно-Монгольского пояса, Южно-Монгольская геосинклинальная складчатая система возникла в начале силура на месте приподнятого ранее массива суши. В ее составе выделяются: внутренняя (южная) — Заалтайская и внешняя (северная) Гоби-Алтайская зоны (см. рис. 64).

Наиболее древние, силурийские, образования Южно-Монгольской системы известны в основном в ее внешней зоне (рис. 79, Б). Нижний силур представлен здесь толщей, до 1700—1800 м мощности, рассланцованных алевролитов и возникших в результате метаморфизма последних хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев. В нижней части этой

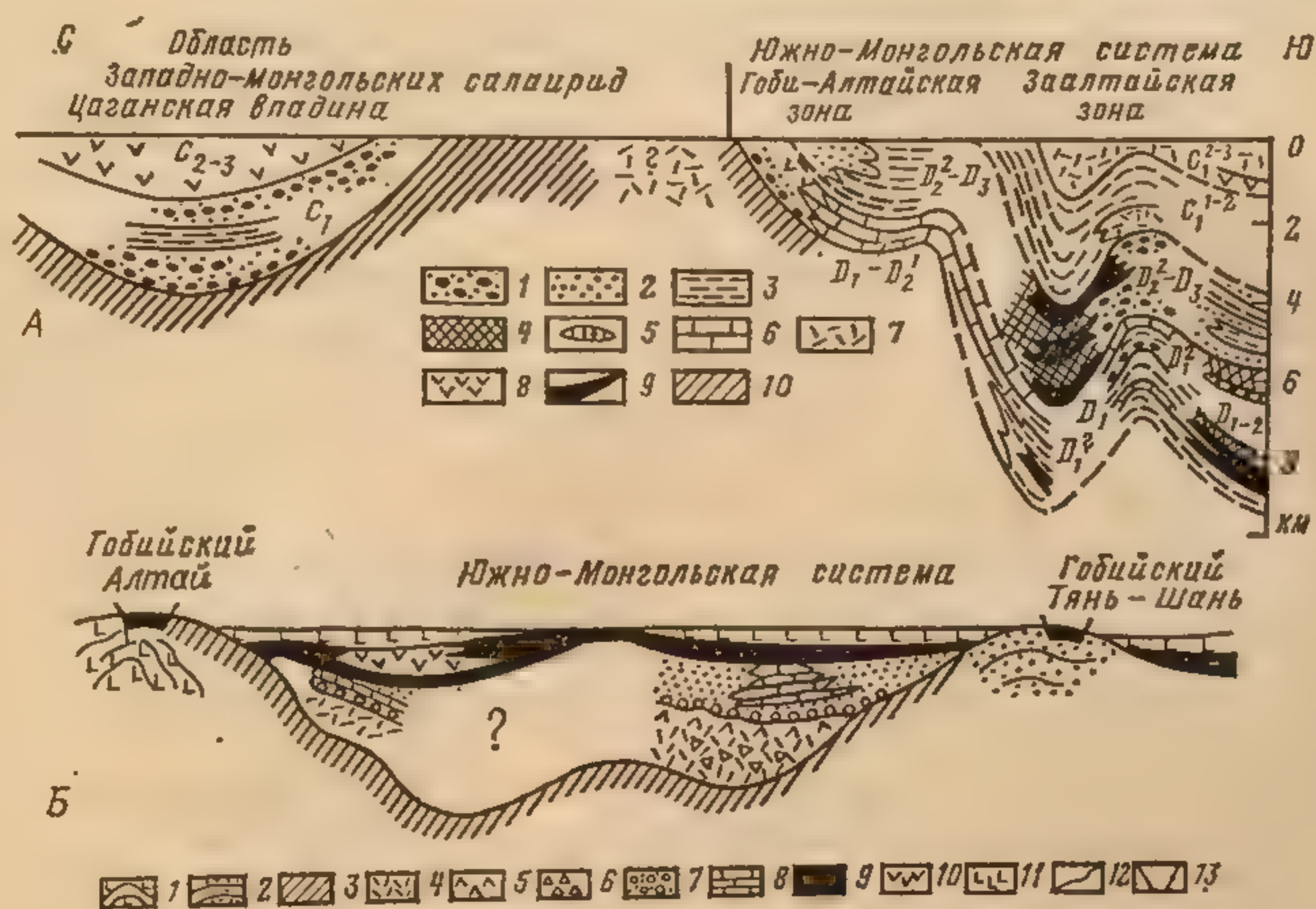


Рис. 79. Девонско-каменноугольные образования Монгольского сегмента Урало-Монголиды.

А — фациальный профиль девонско-каменноугольных образований юго-западной Монголии. По И. Б. Филипповой, 1974: 1 — конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 2 — средне-тонкозернистые песчаники, алевролиты; 3 — алевролиты, глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — яшмы; 6 — известняки; 7—8 — вулканыты и пирокласты кислого и основного и среднего (8) состава; 9 — зеленокаменноизмененные эффузивы основного состава; 10 — додевонское складчатое основание.

Положение профиля показано на рис. 64.

Б — схематический фациальный профиль девонско-каменноугольных образований западной части Южно-Монгольской системы: 1 — кембрий (основные эффузивы и известняки); 2 — ордовик — силур (преимущественно терригенные образования); 3 — силур — девон (эффузивы, терригенные породы, известняки); 4—10 — нижний карбон: 4 — кислые эффузивы, 5 — средние эффузивы, 6 — агломераты и лавобрекчии; 7—10 — визе — намюр: 7 — конгломераты, песчаники, алевролиты, 8 — известняки, 9 — черносланцевая серия, 10 — эффузивная серия; 11 — средний-верхний карбон (эффузивная серия); 12 — линия несогласия; 13 — разломы.

толщи распространены эффузивы и вулканические туфы основного и среднего состава, ассоциирующиеся с пластами кремнистых сланцев и яшм. Верхний силур, до 1000—1500 м мощности, складывается сходными, но менее рассланцованными и измененными терригенными породами, среди которых появляются прослои известняков. Вулканогенные образования в этой части разреза играют подчиненную роль.

Девонские отложения внешней (северной) зоны (рис. 79, Б) в их нижней части (нижний девон — эйфель) представлены известняками,



Южно-Монгольская геосинклинальная складчатая система возникла в начале силура на месте приподнятого ранее массива суши. В ее составе выделяются: внутренняя (южная) — Заалтайская и внешняя (северная) Гоби-Алтайская зоны (см. рис. 64).

Наиболее древние, силурийские, образования Южно-Монгольской системы известны в основном в ее внешней зоне (рис. 79, Б). Нижний силур представлен здесь толщей, до 1700—1800 м мощности, рассланцованных алевролитов и возникших в результате метаморфизма последних хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев. В нижней части этой

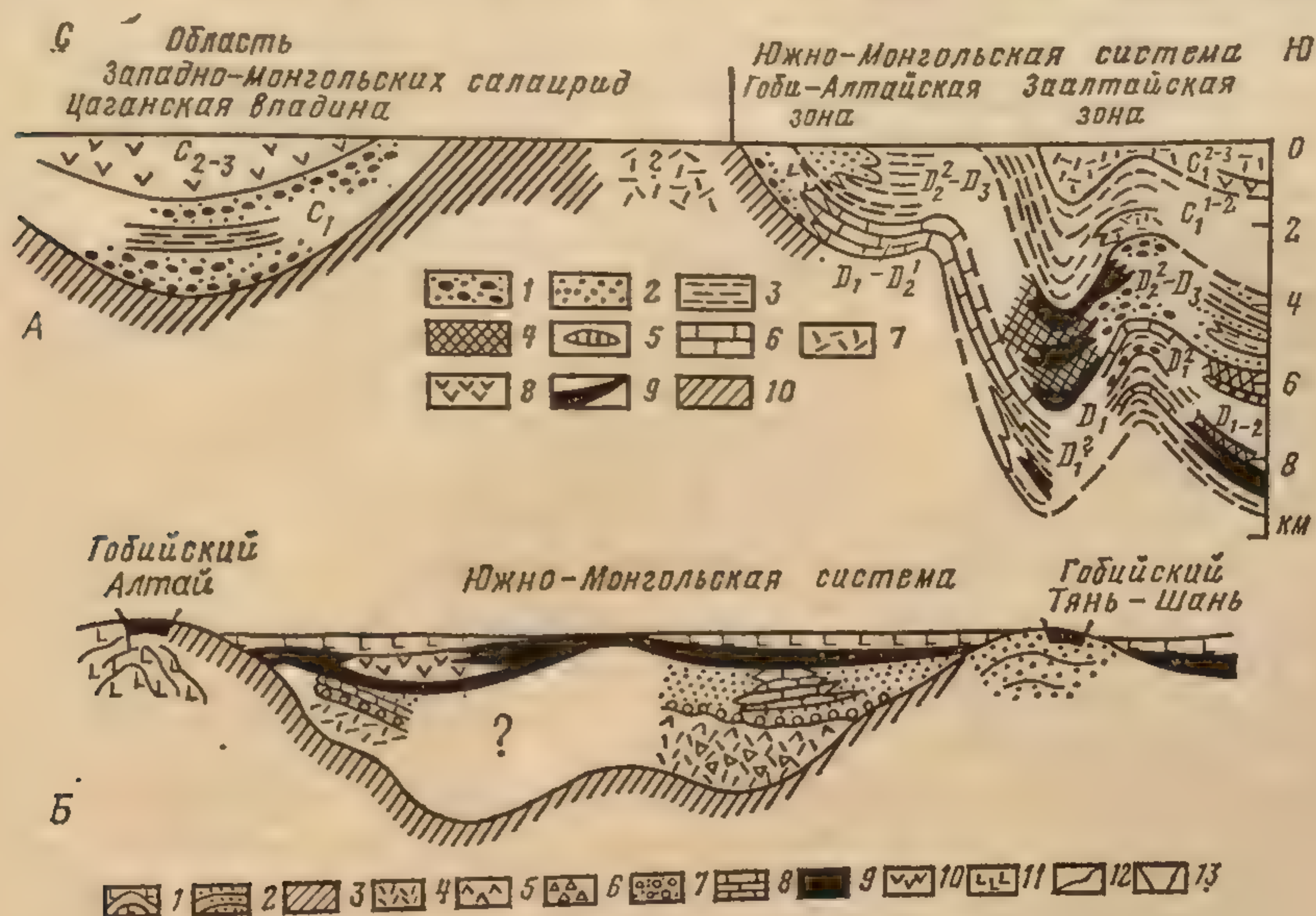


Рис. 79. Девонско-каменноугольные образования Монгольского сегмента Урало-Монголид.

А — фациальный профиль девонско-каменноугольных образований юго-западной Монголии. По И. Б. Филипповой, 1974: 1 — конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 2 — средне-тонкозернистые песчаники, алевролиты; 3 — алевролиты, глинистые сланцы; 4 — кремнистые тонкозернистые песчаники, алевролиты; 5 — яшмы; 6 — известняки; 7—8 — вулканиты и пирокласты кислого и основного состава; 9 — зеленокаменноизмененные эффузивы основного состава; 10 — додекаэдрическое складчатое основание.

Положение профиля показано на рис. 64.

Б — схематический фациальный профиль каменноугольных отложений западной части Южно-Монгольской системы: 1 — кембрий (основные эффузивы и известняки); 2 — ордовик — силур; 3 — силур — девон (эффузивы, терригенные породы, преимущественно терригенные образования); 4—6 — турне-визе: 4 — кислые эффузивы, 5 — средние известняки; 6 — агломераты и лавобрекчии; 7—10 — визе — намюр: 7 — конгломераты, песчаные эффузивы, 8 — известняки, 9 — черносланцевая серия, 10 — эффузивная серия; 11 — средний-верхний карбон (эффузивная серия); 12 — линия несогласия; 13 — разломы.

толщи распространены эффузивы и вулканические туфы основного и среднего состава, ассоциирующиеся с пластами кремнистых сланцев и яшм. Верхний силур, до 1000—1500 м мощности, складывается сходными, но менее рассланцованными и измененными терригенными породами, среди которых появляются прослой известняков. Вулканогенные образования в этой части разреза играют подчиненную роль.



внизу (жедин) чистыми массивными, выше кремнистыми, песчаными, глинистыми с пачками алевролитов и песчаников, до 1000—1500 м общей мощности, а в верхней (живет — верхний девон) — терригенными (песчано-алевролитовыми) или терригенно-карбонатными породами, до 1500—2000 м общей мощности. Во внутренней (южной) зоне известняки жедина — эйфеля замещаются глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями яшм и зеленокаменноизмененными вулканитами основного и среднего состава. Верхняя (живет — верхний девон) часть разреза девона сохраняет и в данной зоне терригенно-карбонатный состав, но включает местами прослои основных эффузивов.

Конец девона был отмечен в Южно-Монгольской системе слабыми, но оказавшими большое влияние на ход ее дальнейшего развития, проявлениями складчатости, которые привели к воздыманию бортов системы и к ее расчленению на ряд обособленных прогибов и впадин. В последних в составе слоев нижнего карбона основную роль играют уже терригенные — от конгломератов и грубозернистых песчаников до глинистых сланцев — прибрежно-морские и континентальные, местами угленосные отложения, в верхней части которых получают местами развитие «черносланцевые» толщи. Широко распространены среди них также подводные и наземные (островные) эффузивы и пирокласты кислого и среднего состава.

По-видимому, сходным образом протекало на рассматриваемой стадии и развитие Халхингольской системы, в котором, однако, остается пока еще много неясного.

На герцинском этапе на значительной части площади Монгольского сегмента Восточных Урало-Монголид произошло восстановление геосинклинального режима развития. Основной областью, где это имело место, была Монголо-Забайкальская геосинклинальная складчатая система (см. рис. 64). В ее составе выделяются три сегмента (синклинория): Хангайский, Хентейский и Забайкальский (Амгинский), выполненные толщами девона — нижнего карбона, разделенные поперечными зонами поднятий.

Девон Хангайского синклинория (рис. 79, Б) представлен комплексом, до 3000—4000 м мощности, сероцветных песчаников и алевролитов, нередко флишеидно переслаивающихся, а также грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов с редкими остатками морских ископаемых. С западной и северной сторон Хангайский синклинорий широким полукольцом окаймляется полем развития наземных вулканитов и пирокластов кислого и среднего состава, сопровождающихся местами грубообломочными континентальными породами с остатками наземных растений. Эти образования выполняют уже слабо затронутые герцинской складчатостью квазиплатформенные впадины. Девон Хентейского и Амгинского синклинориев имеет примерно ту же мощность, что и девон Хангайского синклинория, но представлен более однообразной песчано-алевролитовой толщей морских отложений.

В раннем карбоне в синклинориях Монголо-Забайкальской системы продолжалось накопление сероцветных песчано-алевролитовых осадков. В то же время по периферии Хангайского и северной периферии Хентейского синклинориев оформился пояс квазиплатформенных впадин, в которых слои карбона залегают трансгрессивно и представлены толщами конгломератов, гравелитов, грубозернистых песчаников с редкими морскими ископаемыми и остатками наземных растений (см. рис. 79, Б).

За пределами Монголо-Забайкальской системы, в юго-восточной части Монгольского сегмента, в девоне возник еще ряд геосинклиналь-



ных прогибов — Керуленский, Баяндунгский, Аргунский и др., — в которых накопились значительные (до 2500—3000 м) толщи девонских прогибов был ограничен девоном, некоторых из них — только ранним девоном (см. рис. 79, А). В Керуленском прогибе девон (только нижнепокровными подводных вулканитов основного состава. В более восточных прогибах в нижнем девоне — эйфеле развиты толщи кислых наземных вулканитов, а в живете — верхнем девоне — континентальные терригенные образования, которые далее к востоку переходят в морские терригенно-карбонатные отложения.

#### Поздняя — заключительная — стадия развития

В конце раннего карбона краевые участки Монголо-Забайкальской системы были охвачены складчатостью и воздыманием, что привело к значительному сужению в ее пределах зоны прогибания и осадконакопления. Местами складчатость охватила и внутреннюю часть системы, где, однако, прогибание быстро возобновилось и несогласно на слои девона — нижнего карбона легли более молодые слои палеозоя. Одновременно воздымание охватило периферический пояс квази-платформенных впадин. Но здесь оно не сопровождалось складчатостью, которая в сильно ослабленной форме распространилась на этот пояс лишь в начале мезозоя.

Во второй половине карбона на месте Монголо-Забайкальской геосинклинальной системы остался узкий желобообразный осевой прогиб, продолжавший заполняться песчано-алевритовыми морскими осадками. В Хангайском сегменте реликты этого осевого прогиба сохранились до раннепермского времени.

Параллельно с воздыманием Монголо-Забайкальской системы к северо-западу и юго-востоку от нее возникли крупные квазиплатформенные депрессии: Орхонско-Селенгинская, на северо-западе, и Центральномонгольская, на юго-востоке. Первая из них возникла в начале перми и была заполнена преимущественно продуктами наземной вулканической деятельности — лавами и вулканическими туфами основного, среднего и кислого состава, прослоенными континентальными грубообломочными сероцветными породами. Центральномонгольская депрессия наметилась во второй половине карбона в виде широкой и протяженной зоны вулканической деятельности, продукты которой распространены в районе правобережья р. Керулена. В начале перми вдоль северо-западного края упомянутой вулканической зоны возник прогиб, начавший заполняться уже осадочными толщами. В позднепермское время этот прогиб значительно расширился, протянувшись одновременно далеко на восток, в северо-западный Китай, восточное Забайкалье и, по-видимому, дальше на восток, через бассейн верхнего Амура к Охотскому морю.

В отличие от континентальной Орхонско-Селенгинской впадины в Центральномонгольском прогибе накопление осадков (песчано-алевритового состава) протекало отчасти в морской обстановке. Поверхность прогиба представляла в пермское время наклонную к востоку дельтовую (?) равнину, которая периодически погружалась под уровень моря. Связь последнего с другими морями осуществлялась, по-видимому, на северо-востоке, через район верхнего Амура, на что указывает характер ископаемых Центральномонгольского бассейна, среди которых присутствуют типичные представители бореальной (Верхоянской) па-



леозоогеографической провинции (*Yacutoproductus verchoyanicus*). Еще более четко выраженный бореальный характер фауны верхнепермских слоев наблюдается в восточном Забайкалье, где наряду с бореальными формами плеченогих встречаются многочисленные остатки колымий.

В Южно-Монгольской системе Иртыш-Южно-Монгольского пояса складчатость в конце раннего карбона привела к воздыманию и осушению ее большей западной части. Но в восточной части системы отдельные прогибы во второй половине карбона еще сохранились и были заполнены отчасти толщами наземных вулканитов и континентальных грубообломочных пород, отчасти — морскими песчано-галечниковыми и карбонатными отложениями и продуктами подводных вулканических излияний. Южнее, в области Гобийского Тянь-Шаня, широкое развитие получила наземная вулканическая деятельность. Еще южнее, вдоль границы с северным краевым поднятием Северо-Китайской платформы («Ось Внутренней Монголии»), во второй половине карбона обособилась еще одна — Солонкерская — зона морского осадконакопления, в которой морские условия сохранялись до конца пермского периода. В конце пермского периода каменноугольно-пермские слои данной зоны были смяты в складки, наступило ее полное осушение и одновременно полное освобождение от морских вод всей области Восточных Урало-Монголид, Иртыш-Южно-Монгольского пояса и геоблока Внутренней Монголии.

Процесс отмирания геосинклинального режима и смены его режимом квазиплатформенным был растянут, как мы видим, в герцинских геосинклинальных системах Монгольских Урало-Монголид на значительный отрезок времени, протекал многоактно и сопровождался неоднократной регенерацией геосинклинальных условий и их распространением в ослабленном виде на смежные квазиплатформенные участки Монгольских салаирид. Проявления герцинской складчатости, начавшись на рубеже девона и карбона, акцентируясь в различные моменты времени то в одном, то в другом районе, продолжались до начала юры. В связи с этим определение здесь времени главной складчатости (в середине карбона) оказывается несколько условным. Неясным в ряде случаев остается тип развития — геосинклинальный или квазиплатформенный — как прогибов поздней стадии Монголо-Забайкальской системы, так и прогибов, возникших вне последней, таких как Керуленский или Центральномонгольский.



## ГЛАВА VII. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПАРАПЛАТФОРМЕННОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

### ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Современная Сибирская платформа на западе, юго-западе и юге ограничивается геосинклинальными складчатыми системами Урало-Монголид; на востоке — мезозоидами Верхоянской складчатой системы; на севере — позднегерцинской (раннемезозойской) Таймырской складчатой системой. В состав платформы не включаются, как правило, салаириды и байкалиды Байкальской складчатой области. Но ангариды Енисейского кряжа одни авторы рассматривают как внутриплатформенную, другие — как внеплатформенную складчатую систему. Соответственно и несколько различно трассируется западная граница платформы: или, как это изображено на рис. 80, в пределах Западно-Сибирской низменности, несколько западнее р. Енисея; или вдоль восточного края Енисейского кряжа и далее к северу, вдоль р. Енисея.

Особый характер имеют восточная и северная границы Сибирской платформы — с Верхояно-Чукотской складчатой областью и с Таймырской складчатой системой.

**Верхояно-Чукотская** геосинклинальная складчатая область стала геосинклинальной лишь в позднем палеозое (примерно с середины карбона) в результате раздробления и геосинклинальной переработки существовавшей ранее на ее месте Верхояно-Чукотской параплатформы. Реликтами последней, лишь слабо затронутыми позднепалеозойско-мезозойской переработкой, являются в современной структуре Колымско-Тасхаяхтахский, Омолонский и Яно-Охотский срединные массивы. Последний из них почти полностью погребен под чехлом верхнепалеозойских и мезозойских отложений и в настоящее время имеет в целом структуру плиты. В качестве срединного массива — Охотского — выделяется лишь его небольшая юго-западная часть, которую мы будем называть в дальнейшем Охотским выступом (Яно-Охотского массива).

В допозднепалеозойское время восточная (колымская) часть Колымско-Тасхаяхтахского массива и Омолонский массив составляли единый Колымско-Омолонский массив. В пределах западной (тасхаяхтахской) части Колымско-Тасхаяхтахского массива располагалась внутриплатформенная геосинклинальная зона интенсивного прогибания, разделявшая Колымско-Омолонский и Яно-Охотский массивы, которая на рубеже раннего и позднего палеозоя подверглась складчатости (герцинской) и общему воздыманию, приведшим к возникновению на ее месте Тасхаяхтахской складчатой системы. Последняя прилинию на ее месте Тасхаяхтахской складчатой системы. Последняя прилинии к колымской части распавшегося Колымско-Омолонского массива, образовав гетерогенный по структуре Колымско-Тасхаяхтахский срединный массив.

У северного края Яно-Охотского и Колымско-Омолонского массивов система тасхаяхтахских складок выполаживается, погружается и к северу от Полоусного кряжа скрывается под покровом слабосклад-

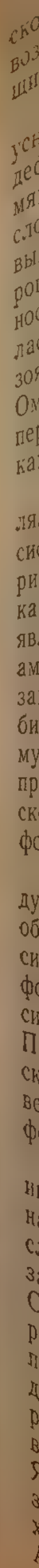


усп  
део  
мя  
сло  
вы  
ро  
но  
ла  
зо  
Ом  
пер  
ка

ля  
си  
ри  
ка  
яв  
ам  
за  
би  
му  
пр  
ск  
фо

ду  
об  
си  
фо  
си  
П  
ск  
ве  
ф

ви  
на  
с  
з  
С  
р  
п  
д  
р  
в  
з  
з  
х



успехи  
деятельности  
моряков  
слова  
высказывания  
роль  
носа  
ла  
зоя  
Ом  
пер  
ка  
ля  
си  
ри  
ка  
яв  
ам  
за  
би  
му  
пр  
ск  
фо  
ду  
об  
си  
фо  
си  
П  
ск  
ве  
ф  
ви  
на  
с  
з  
С  
р  
п  
д  
р  
в  
з  
з  
х  
а

успехи  
деятельности  
моряков  
слова  
высказывания  
роль  
носа  
ла  
зоя  
Ом  
пер  
ка  
ля  
си  
ри  
ка  
яв  
ам  
за  
би  
му  
пр  
ск  
фо  
ду  
об  
си  
фо  
си  
П  
ск  
ве  
ф  
ви  
на  
с  
з  
С  
р  
п  
д  
р  
в  
з  
з  
х  
а

успехи  
деятельности  
моряков  
слова  
высказывания  
роль  
носа  
ла  
зоя  
Ом  
пер  
ка  
ля  
си  
ри  
ка  
яв  
ам  
за  
би  
му  
пр  
ск  
фо  
ду  
об  
си  
фо  
си  
П  
ск  
ве  
ф  
ви  
на  
с  
з  
С  
р  
п  
д  
р  
в  
з  
з  
х  
а

успехи  
деятельности  
моряков  
слова  
высказывания  
роль  
носа  
ла  
зоя  
Ом  
пер  
ка  
ля  
си  
ри  
ка  
яв  
ам  
за  
би  
му  
пр  
ск  
фо  
ду  
об  
си  
фо  
си  
П  
ск  
ве  
ф  
ви  
на  
с  
з  
С  
р  
п  
д  
р  
в  
з  
з  
х  
а



ско-Омолонский и Яно-Охотский массивы были в основном областями воздымания и денудации и по характеру развития приближались к щитам платформ.

У северного края Колымско-Омолонского массива в хребтах Полоусном и Улахан-Сис развиты карбонатные умеренно мощные и слабо деформированные слои палеозоя, которые слагают отвечающую упомянутым хребтам флексуру. Подобные преимущественно карбонатные слои палеозоя (ордовика — среднего карбона) известны по отдельным выходам и севернее, как в арктической части материка, так и на островах Восточно-Сибирского и Чукотского морей. По-видимому, поверхность фундамента Колымско-Омолонского массива к северу погружалась и была перекрыта чехлом в основном карбонатных слоев палеозоя. Другими словами, в допозднепалеозойское время к Колымско-Омолонскому массиву («щиту») с севера примыкала обширная — Гиперборейская — плита, подобная Арктической плите Северо-Американской платформы.

В позднем протерозое и в палеозое Яно-Охотский массив отделялся от Сибирской платформы внутриплатформенной Верхоянской системой, активно развивавшейся в позднем протерозое (см.: Леонов, рис. 139). В палеозое, начиная с юдомского времени и до середины карбона, погружение Верхоянской геосинклинали, без заметных проявлений предюдомской складчатости, замедлилось и не превышало по амплитуде погружение впадин Сибирской платформы. Не отличался заметным образом в тот период времени Верхоянский прогиб от Сибирской платформы и по типу формировавшихся в нем осадков, преимущественно карбонатных. Это давно уже породило представление о принадлежности в палеозое (до середины карбона) области Верхоянской системы и Яно-Охотской плиты к краевой части Сибирской платформы.

Таймырскую складчатую систему, как и Верхоянскую, также следует считать, по-видимому, внутриплатформенным геосинклинальным образованием, ограниченным с севера платформенным Карским массивом (щитом). Здесь, на севере, мы также имеем дело с параплатформой — Таймырско-Карской, ограниченной на западе складчатыми системами о. Северный Новой Земли (Северо-Новоземельской) и Пай-Хоя — о. Южный Новой Земли (Пайхойско-Южно-Новоземельской), которые отделяют Таймырско-Карскую параплатформу от северного параплатформенного обрамления Восточно-Европейской платформы.

В Таймырской складчатой системе выделяются северная зона — интенсивно складчатых слоев кембрия — нижнего карбона, от которой на западе отходит боковая ветвь — Тарейский вал, и южная зона — слабо складчатых слоев позднего палеозоя — триаса, выполняющих западный и восточный синклинии, разделенные Тарейским валом. Северная зона к западу и востоку в пределах акваторий Карского моря и моря Лаптевых быстро, по-видимому, выклинивается. Позднепалеозойские синклинии расширяются и одновременно, уже в пределах п-ова Таймыр, заметно выполаживаются. Восточный синклиний сливается при этом с глубокой позднепалеозойско-мезозойской впадиной моря Лаптевых, расположенной на северном продолжении Яно-Охотской плиты, а западный синклиний — с подобной впадиной западной части Карского моря. Обе эти впадины близки, возможно, по характеру развития к Свердрупскому бассейну в области Канадского Арктического архипелага (см. рис. 50, 60).

Таймырская система отделяется от Сибирской платформы глубо-



ким Енисейско-Хатангским прогибом, выполненным мощной (свыше 10 000 м) толщей верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Енисейско-Хатангский прогиб, как и западный позднепалеозойский синклинорий Таймырской системы, открывается в сторону Карской впадины и составляет, возможно, вместе с последней единую позднепалеозойско-мезозойскую депрессию.

Карский массив и Карская впадина окаймляются с севера упоминавшейся Северо-Новоземельской и Североземельской складчатыми системами, последняя из которых протягивается через центральную часть архипелага Северная Земля (о. Октябрьской Революции). Севернее и западнее располагается Баренцевоморская параплатформа, восточная часть которой представляла, по-видимому, в палеозое обширную впадину, заполнившуюся толщами прибрежно-морских и континентальных слоев силура и девона. Слабо деформированные отложения этой впадины выступают на поверхность на северо-востоке о. Северный Новой Земли и на о-вах Пионер и Комсомолец архипелага Северная Земля.

Внутренняя структура **Сибирской платформы** сравнительно проста. Ее общий план, определившийся в первой половине кембрия (см. рис. 80), оставался неизменным до раннего триаса и лишь несколько осложнился в деталях. Основными элементами структуры платформы являются обширная Ленско-Енисейская плита, занимающая преобладающую центральную часть ее территории, и ряд небольших выступов фундамента (щитов, массивов) — Алданско-Становой, Анабарский, Восточно-Саянский, Енисейский, — расположенных в основном по ее периферии. В целом структура платформы может быть уподоблена огромной чаше с узким и крутым западным и юго-западным краями и более широкими и отлогими северным и северо-восточным краями, переходящими в окраинную «ступень», расширенную на юго-востоке и северо-востоке и сильно суженную на промежуточном участке, в районе пересечения ее р. Вилюем. Контур этой «чаши» наиболее четко был выражен в первой половине кембрия — в эпоху ее наиболее интенсивного и равномерного прогибания, по отношению к которой она получила название Тунгусско-Иркутской впадины. В дальнейшем область прогибания, отвечающая Тунгусско-Иркутской впадине, постепенно, хотя и неравномерно, сокращалась, достигнув наименьших размеров в середине карбона. После этого в позднем палеозое — раннем триасе она снова значительно расширилась и в этом вторично расширенном виде, применительно к эпохе позднего палеозоя, известна как Тунгусская амфиклиза (синеклиза, впадина).

Территория «ступени», окаймлявшей Иркутско-Тунгусскую впадину с севера и северо-востока, за исключением кембрия, когда она была погружена под уровень моря, в своей большей алдано-анабарской части оставалась в палеозое приподнятой. Она являлась в данной ее части положительным элементом в структуре платформы и отделяла Тунгусско-Иркутскую впадину и впоследствии Тунгусскую амфиклизу от прогиба Верхоянской системы.

Уже неоднократно нам приходилось обращать внимание на значение в геологической истории рассматриваемого региона естественного рубежа, приходящегося примерно на середину карбона, и на различие в характере допозднепалеозойского и позднепалеозойского развития различных его участков. Значение данного рубежа для Сибирской платформы и Таймырско-Карской области, с одной стороны, и для Верхояно-Чукотской области — с другой, было различным. В первом случае (на западе) данный рубеж был внутripалеозойским —



последующее позднепалеозойско-триасовое развитие, хотя и отличалось значительным своеобразием, было подчинено здесь в целом еще палеозойскому плану. Во-втором, в Верхояно-Чукотской области, на том рубеже произошла перестройка общего структурного плана, и рубеж раннего и позднего палеозоя был здесь переходом от «палеозойского» мегаэтапа к «мезокайнозойскому». В Верхояно-Чукотской области поздний палеозой отвечает уже, таким образом, начальной стадии «мезокайнозойского» мегаэтапа развития.

Помимо отмеченного выше рубежа в палеозойском развитии рассматриваемого региона достаточно четко проявляется лишь один момент — на границе кембрия и ордовика. В целом подобно тому, как это имеет место на Северо-Американской платформе, в палеозойском развитии Сибирской платформы и ее параплатформенного обрамления выделяются лишь три этапа: эопалеозойский (юдомско-кембрийский), раннепалеозойский (ордовикско-раннекаменноугольный) и позднепалеозойский (позднепалеозойско-раннетриасовый).

### ЭОПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

На Сибирской платформе и в пределах Верхоянской системы палеонтологически охарактеризованные отложения самого раннего кембрия тесно связаны с подстилающими их слоями юдомской свиты (см.: Леонов, с. 296), которые залегают обычно трансгрессивно и несогласно на более древних толщах протерозоя. Эопалеозой начинается здесь, таким образом, с эпохи формирования слоев юдомской свиты. Последняя одними исследователями рассматривается как базальные слои кембрийской системы, другими — сопоставляется с вендом Восточно-Европейской платформы. Севернее (Северная Земля, Таймыр) и восточнее (Колымский и Омогонский массивы) слои нижнего кембрия залегают трансгрессивно как на аналогах юдомской свиты (?) (или ее нижней части?), так и на более древних слоях протерозоя, и в этих областях эопалеозойский этап начинается, по-видимому, несколько позже, чем на платформе.

На Сибирской платформе отложения кембрия, как и юдомской свиты и ее аналогов, распространены очень широко, развиты полно и образуют основную часть чехла платформы. Кембрий полно представлен также в Таймырской и Верхоянской складчатых системах. Восточнее присутствие нижних слоев кембрия, сходных с таковыми восточной части Сибирской платформы и Верхоянья, установлено лишь в восточной (колымской) части Колымско-Тасхаяхтахского массива. В основном территория Верхояно-Чукотской области к востоку от Верхоянской системы представляла, по-видимому, в кембрии область денудации.

В эопалеозое в пределах рассматриваемой территории существовали две различные провинции кембрийского осадконакопления. К одной из них — Восточно-Сибирской — принадлежат юдомско-кембрийские отложения Сибирской платформы, Таймыра, Верхоянской системы и Колымского массива; к другой — Арктической — кембрийские отложения о. Северный Новой Земли, Северной Земли и о-вов Де-Лонга.

### Восточно-Сибирская провинция

В пределах Сибирской платформы и Верхоянья в юдомско-кембрийское время выделялись две области осадконакопления: западно-



центральная, отвечавшая Тунгусско-Иркутской впадине, и периферическая, в которую входили северная и северо-восточная окраины платформы, и территория Верхоянской и Таймырской складчатых систем. В центрально-западной области кембрий представлен в основном лагунно-морскими и лагунно-континентальными осадками; в периферической — морскими, на основании изучения которых в ленско-алданской части области была разработана принятая в СССР общая схема ярусного деления нижнего и среднего кембрия (см. табл. 1). В первой половине кембрия эти две области разделялись узким Алдано-Анабарским «порогом», наиболее резко выделявшимся в ленско-амгинское время, благодаря широкому развитию в его пределах рифогенных образований (см. рис. 80).

В эопалеозое Восточно-Сибирской провинции обособляются две стадии развития: раннеэопалеозойская, охватывающая юдомское, раннекембрийское и амгинское время, и позднеэопалеозойская, охватывающая майское и позднекембрийское время.

#### Раннеэопалеозойская стадия

В периферической области Сибирской платформы условия осадконакопления в юдомско-алданское и ленско-амгинское время заметно различались, в связи с чем образования этих эпох в данной области удобно будет рассмотреть раздельно. В Тунгусско-Иркутской впадине на протяжении рассматриваемой стадии условия осадконакопления оставались постоянными.

В периферической области и в области Алдано-Анабарского «порога» алданский ярус в своей нижней части представлен обычно пестроцветной свитой — толщей переслаивания красных, розовых, зеленовато-серых известняков и мергелей, до нескольких сотен метров общей мощности. В верхней части алданского яруса пестроцветные известняки сменяются и фациально замещаются массивными светлыми равномерно окрашенными известняками и доломитами изменчивой мощности (от нескольких десятков до нескольких сотен метров). В отложениях пестроцветной свиты встречаются обильные остатки различных организмов — хиолитов и других тубулярных форм, археоциат, трилобитов, брюхоногих моллюсков и др. Те же ископаемые, но значительно реже встречаются и в верхней известняково-доломитовой части (фации?) алданского яруса, где, однако, органические остатки нередко вообще отсутствуют.

Сходная толща пород алданского яруса распространена также в южной части Колымского массива. Нижняя часть разреза, около 200 м мощности, представлена здесь толщей красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями розовых и серых известняков с остатками хиолитов и других тубулярных организмов, а в верхней части толщи также археоциат. Красноцветная толща (кирпичниковская свита) сменяется вверх по разрезу пачкой, до 50 м мощности, темных известняков с прослоями известково-глинистых сланцев с остатками трилобитов. По-видимому, алданский морской бассейн периферической области Сибирской платформы через район южного Верхоянья распространялся на восток до южной части Колымского массива, причем на восточной окраине бассейна условия осадконакопления почти не отличались от таковых в его основной платформенной части.

В нижней части пестроцветной свиты, а иногда и во всей ее толще остатки трилобитов не встречаются. Эти нижние «бестрилобитовые»



слон алданского яруса выделяются некоторыми исследователями в особый — томмотский — ярус. Верхняя часть алданского яруса — с остатками трилобитов — также выделяется в особый — атдабанский — ярус. Очевидно, что при подобном более детальном делении алданский ярус получает значение надъяруса или вообще упраздняется. Следует заметить, что выделение в качестве общих (глобальных) хронологических подразделений бестрилобитового яруса (томмотского) и яруса с древнейшей трилобитовой фауной (атдабанского) предполагает сравнительно позднее и геологически одновременное появление трилобитов на всей поверхности земли, что, однако, далеко не бесспорно как с теоретической, так и с фактической стороны.

Выделение томмотского яруса тесно связано с широко дискутируемым вопросом о положении в рассматриваемой области нижней границы кембрия, поскольку именно разрезы данной области претендуют по отношению к данной границе на роль стратоталонов. Решение этого вопроса зависит в значительной мере от выяснения взаимоотношений пестроцветной и юдомской свит.

В опорном разрезе по р. Алдан пестроцветная свита со следами размыта подстилается доломитами юдомской свиты, в которых остатков скелетных организмов не встречено, и нижняя граница кембрия (алданского или томмотского яруса) совмещается здесь многими авторами с границей пестроцветной и юдомской свит. Но немного восточнее, ниже по течению р. Алдан, известны разрезы, в которых в верхних слоях юдомской свиты, мощностью несколько метров, встречаются остатки различных скелетных организмов — хиолитов, археоциат, плеченогих, что заставляет проводить нижнюю границу кембрия в этих разрезах уже внутри юдомской свиты. Вполне возможно, что появление остатков скелетных организмов в верхних слоях юдомской свиты связано не с достижением ими определенной стадии развития (приобретением способности строить минеральный скелет), а с изменением условий осадконакопления — сменой условий, неблагоприятных для их существования или захоронения, благоприятными.

Большое значение в решении рассматриваемого вопроса получили в последнее время разрезы Прианабарья, на западном склоне Анабарского массива, по р. Котуй и ее притоку р. Котуйкану. В этом районе пачка пестроцветных известняков, принимающихся обычно за основание кембрия, охарактеризованная остатками гастропод и тубулярных организмов (хиолитов и др.), подстилается немакит-далдынской свитой. Последняя в своей большей нижней части, мощностью около 60 м, сложена глинистыми, алевроитовыми и песчанистыми доломитами, известняками и мергелями, а в верхней части, мощностью около 25 м, — массивными известняками и доломитами. Немакит-далдынская свита с разрывом и слоем конгломерата в основании налегает на строматолитовые доломиты подстилающей ее старореченской свиты верхнего протерозоя. В верхних 12—13 м разреза немакит-далдынской свиты (ее верхней карбонатной пачки) обнаружены в последние годы остатки гастропод, хиолитов и анабаритов — тубулярных организмов, скелетная природа которых остается пока спорной, хотя и весьма вероятной. Ниже по разрезу свиты встречаются остатки анабаритов и сабеллидитид (погонофор?).

Перекрывающие немакит-далдынскую свиту пестроцветные известняки сопоставляются с нижними слоями пестроцветной свиты Лено-Алданского района. Сама же эта свита считалась до недавнего времени стратиграфическим аналогом юдомской свиты того же района и соответственно докембрийской. Нахождение в ее верхних слоях остат-



ков скелетных организмов явилось основанием для отнесения этих слоев, а некоторыми геологами и всей немакит-далдынской свиты к кембрию; поэтому и в данном районе возник вопрос о возможном кембрийском возрасте верхней части юдомской свиты.

Значительное сходство с отложениями немакит-далдынской свиты и вышележащими слоями алданского яруса Прианабарья имеют слои нижнего кембрия (?) центральных и восточных районов Таймырской складчатой системы, где они залегают трансгрессивно и несогласно на различных доюдомских толщах докембрия. Нижний кембрий (?) венчается здесь пачкой известняков, до 50 м мощности, в верхней части которых встречаются остатки трилобитов, характерных для верхней части атдабанских слоев алданского яруса. В нижних двух третях известняковой пачки и в нижележащих более пестрых по составу слоях нижнего кембрия (?) до самого их основания встречаются лишь остатки плеченогих, гастропод и различных тубулярных организмов — хиолитов, анабаритов и др. Нижняя часть нижнего кембрия (?) Центрального и Восточного Таймыра имеет еще более терригенный состав, чем ее вероятные эквиваленты в Прианабарье (немакит-далдынская свита?, пестроцветная пачка?): внизу — чисто терригенный (песчано-алевролитовый), выше — терригенно-карбонатный.

Таким образом, намечается определенная направленность фациальной изменчивости — от чисто карбонатных (доломитовых) разрезов юдомской свиты Лено-Алданского района через песчанистые и алевритистые известняки и доломиты немакит-далдынской свиты Прианабарья к терригенным образованиям центрально-восточного Таймыра. Параллельно изменяется и палеонтологический характер данных отложений, в которых уровень нахождения скелетной фауны по мере движения к северу опускается все ниже. по разрезу, совмещаясь в разрезах Таймыра с подошвой слоев, сопоставляющихся с немакит-далдынской свитой Прианабарья.

Данные показывают, таким образом, что слои верхней части юдомской свиты и их вероятные стратиграфические аналоги включают уже остатки скелетных организмов, в том числе (в разрезах по Алдану) и археоциат. Однако сами по себе эти данные не являются еще доказательством кембрийского возраста ни верхних слоев юдомской свиты, ни всей свиты в целом. Отнесение их к кембрию или докембрию будет зависеть от выбора стратоталона нижнего яруса кембрия (алданского?, томмотского? или какого-либо другого) и его нижней границы и от того, как будут коррелироваться с этим стратоталоном те или другие свиты и слои отдельных районов.

К востоку от Алдано-Анабарского «порога» светлоокрашенные известняки и доломиты верхней части алданского яруса сменяются вверх по разрезу маломощными (50—60 м), но весьма характерными слоями ленского и амгинского ярусов, выделяющимися на юго-востоке платформы в иниканскую свиту, а на северо-востоке платформы (в Прианабарье) — в куонамскую свиту. Иниканская и куонамская свиты сложены темными коричневато-черными богатыми органическим веществом тонкослоистыми окремненными карбонатно-глинистыми породами (известняками, мергелями, глинистыми и горючими сланцами), пачки которых чередуются с более светлыми лишенными тонкой слоистости породами того же состава. Толща этих пород сходна с верхнедевонским домаником Восточно-Европейской платформы. Кембрийский «доманик» Сибирской платформы богат органическими остатками, особенно трилобитов. Для нижней части рассматриваемых слоев (ленского яруса) характерны представители семейства *Protolenidae*



(*Protolenus*, *Bergeroniellus* и др.), для верхней (амгинской) части — семейства *Paradoxididae* (*Paradoxides*, *Anabaraspis*). Миомерные трилобиты (агностиды и др.) распространены по всему разрезу рассматриваемых слоев.

Ленско-амгинский «доманиковый» бассейн занимал почти всю периферическую область платформы. На северо-западе он простирался до центрального и восточного Таймыра, где отложения доманикового типа, мощностью около 10—12 м, относятся к амгинскому ярусу. Слоев ленского возраста, возможно из-за их очень малой мощности, здесь выделить не удастся. В геосинклинальной области Таймыра данные отложения имеют, как мы видим, типично лептогеосинклинальный характер.

На юго-восточной (южноверхоянской) окраине бассейна отложения доманикового типа представлены лишь слои ленского яруса. В слоях амгинского возраста доманиковая фация замещается сравнительно мощной толщей известняков, сменяющихся выше по разрезу подобными же известняками майского яруса. Толща этих известняков, достигающая в Верхоянском прогибе 1500—2000 м мощности, фациально замещается дальше к востоку песчаными известняками и мергелями, появление которых указывает на приближение к береговой линии моря. Известняками обычного типа, формировавшимися, вероятно, также в прибрежной части бассейна, доманиковая фация замещается и на крайнем северо-востоке платформы, в низовьях рек Оленека и Лены.

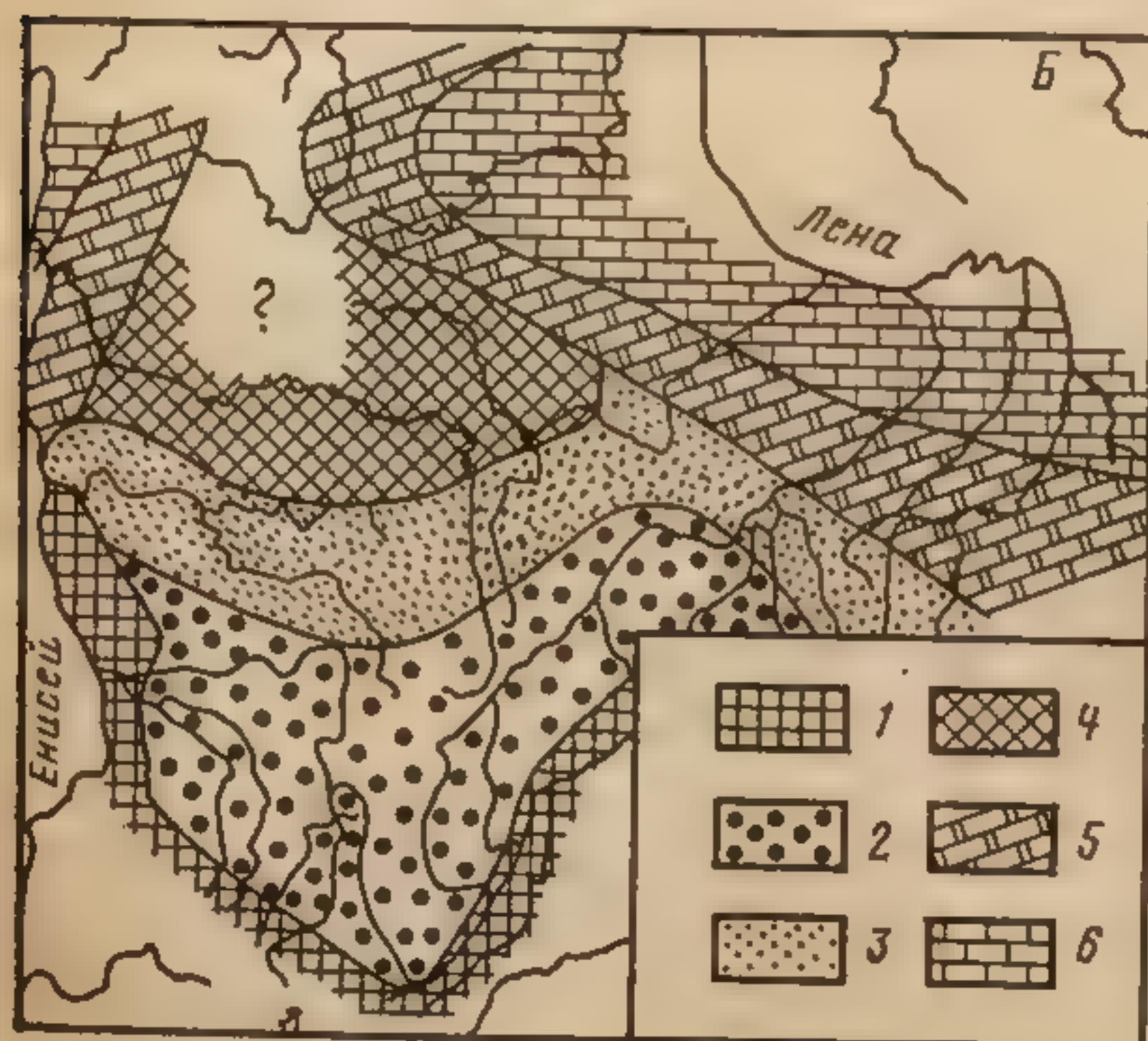
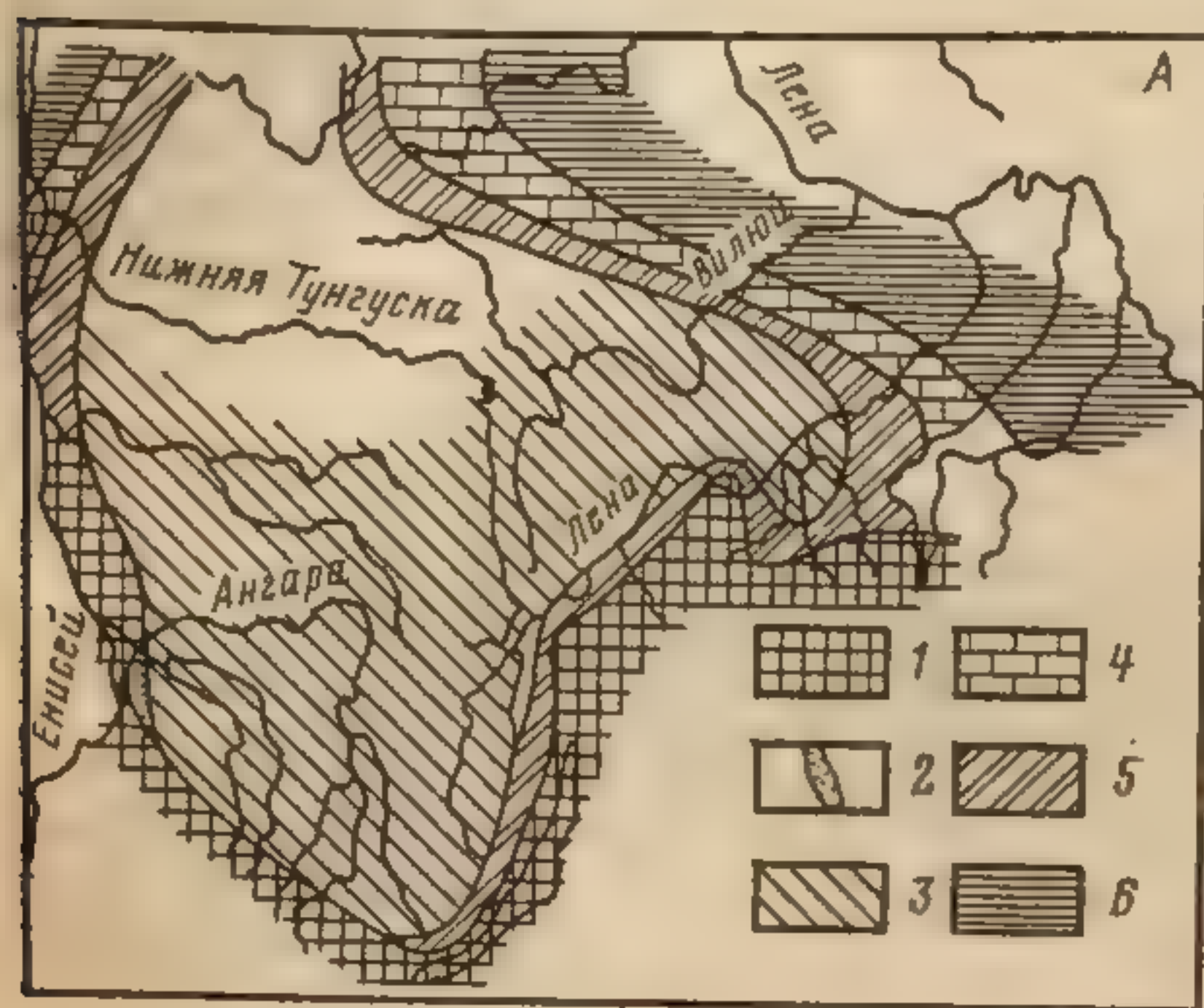
В начале ленского века кембрийский бассейн протягивался еще, возможно, к востоку от южного Верхоянья в область Колымского массива. Но в дальнейшем его размеры сократились, и со второй половины ленского века к востоку от Верхоянского прогиба он уже, по-видимому, не распространялся.

Изолированный участок развития отложений доманикового типа ленско-амгинского возраста находится на крайнем северо-западе платформы, в Игарско-Норильском районе. От основного северо-восточного «доманикового» бассейна он отделен расширенным в своей северной части Алдано-Анабарским «порогом». В пределах последнего отложения ленского и амгинского ярусов представлены мощной (до 600—800 м, местами до 1500 м) сложно построенной и фациально изменчивой толщей известняков и доломитов. В составе последних в слоях ленского яруса существенную роль играют археоциато-водорослевые, а выше, в амгинском ярусе, водорослевые, отчасти также строматопоровые биогермы и биостромы. По мнению ряда исследователей, область Алдано-Анабарского «порога» представляла в это время гигантский барьерный риф, поверхность которого выступала местами над уровнем моря. Северо-восточный склон рифа был крутым и узким. Мощные морские биогермы и биостромы быстро фациально замещались здесь к северо-востоку маломощными более глубоководными осадками доманикового типа.

Юго-западный склон того же рифа был более широким и отлогим, постепенно переходившим в область лагунно-морского бассейна Тунгусско-Иркутской впадины. Постепенно в зоне этого склона меняется и характер рассматриваемых слоев. Как и в области самого рифа, они отличаются здесь значительной мощностью, сложностью строения и отличаются здесь значительной изменчивостью. Но в их составе возрастает относительное значение доломитов, а рифогенные образования (водорослевые биогермы и биостромы) играют подчиненную роль, и с удалением от рифа они быстро исчезают. Широкое развитие получают оолитовые



известняки и песчано-алевритовые породы, накопление которых было связано, по-видимому, с размывом приподнятых над уровнем моря участков рифа. Наконец, появление в доломитах линз и прослоев гипса и каменной соли указывает уже на переход от зоны склона рифа к области Тунгусско-Иркутской впадины.



В пределах последней аналогии юдомской свиты (ушаковско-мотская толща), нижний кембрий и амгинский ярус среднего кембрия представлены мощной (до 3000—4000 м) толщей чередования чистых и глинистых доломитов с прослоями ангидрита и мергеля, пачек переслаивания слоев доломита, каменной соли, ангидрита, известняка, мощных пластов каменной соли, чистой или с прослоями доломита и известняка, местами также песчано-глинистых отложений (рис. 81). Толща этих соленосных образований начинается

Рис. 81. Фациальные схемы отложений кембрия Сибирской платформы. По М. А. Жаркову, 1974.

А — нижний кембрий и амгинский ярус среднего кембрия: 1 — районы отсутствия ниже- и среднекембрийских отложений; районы распространения: 2 — красноцветных терригенных отложений, 3 — соленосных отложений, 4 — известняков, в том числе рифогенных, 5 — доломитов, а иногда и сульфатно-карбонатных отложений, 6 — битуминозно-сланцевых карбонатных отложений.

Б — майский ярус среднего кембрия: 1 — районы отсутствия майских отложений; районы распространения: 2 — красноцветных сульфатноносных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, 3 — пестроцветных терригенно-карбонатных отложений, 4 — предполагаемых соленосных отложений, 5 — доломитов (преобладают) и известняков, 6 — известняков.

пачкой терригенных пород, залегающей с размывом и несогласно на породах фундамента платформы. У юго-западного и юго-восточного краев Тунгусско-Иркутского бассейна (в Присяянье и Прибайкалье), где терригенные базальные слои рассматриваемых отложений (ушаковско-мотская толща) достигают значительной мощности, они подстилаются более древними — байкальскими (см.: Леонов, с. 305) — образованиями чехла платформы.

Органическими остатками рассматриваемая соленосная толща очень бедна. В ее основании, в ухаковско-мотских слоях, известны находки ископаемых вендско-эдиакарского типа: скопления лентовидных водорослей, близких к *Vendotaenia* из валдайских слоев Русской плиты; трубочки погонофор (?) (*Palaeolina*); фрагменты *Pteridinium* (тип *Petalonama*) и некоторые другие. В самой соленосной толще, за исключением водорослей, редкие ископаемые (трилобиты, плеченогие, гастроподы) встречаются лишь в верхней, ленско-амгинской, части.



С начала майского века прогибание области Тунгусско-Иркутской впадины замедлилось и она превратилась в обширную приморскую дельтовую (?) низменность, в пределах которой началось и продолжалось до конца кембрия формирование континентальных, в значительной мере, вероятно, озерных, и лагунно-континентальных преимущественно красноцветных терригенно-карбонатных, отложений верхоленской и на западе впадины эвенкийской свит. Последние слагаются переслаиванием пластов и пачек красных, реже серых и зеленовато-серых аргиллитов, мергелей, известняков и доломитов, песчаников, до 200—500 м общей мощности. В Присаянье и Прибайкалье мощность этих отложений возрастает до 1000—1500 м, и они приобретают здесь относительно грубый состав. Наоборот, по северной и северо-восточной окраинам впадины в составе тех же отложений увеличивается роль известняков и доломитов, появляются прослои с морской фауной и дельтовые (?) образования переходят в морские карбонатные отложения, распространенные в периферической области платформы.

Изменения в характере развития Тунгусско-Иркутской впадины на рубеже амгинского и майского веков совпадают во времени с проявлениями салаирской складчатости в прилегающей с юго-запада и юго-востока к Сибирской платформе области салаирид. С салаирской складчатостью и сопутствовавшим ей воздыманием было связано, по видимому, и воздымание енисейской, саянской и байкальской окраин платформы и образование у внутреннего (платформенного) края окраинных поднятий (Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Прибайкальских хребтов) ряда предгорных депрессий, в которых отложения верхоленской свиты (в Приангарье — эвенкийской) достигают значительной мощности и отличаются грубостью состава.

Характер фациальной изменчивости верхоленско-эвенкийских слоев указывает на принос обломочного материала в область верхоленско-эвенкийской дельты (?) с юго-запада и юго-востока, со стороны упоминавшихся окраинных поднятий. Приносившийся обломочный материал был в основном тонкий, глинистый и не был обильным, так как в составе рассматриваемых отложений существенную роль играют хемогенные известняки и доломиты, отлагавшиеся в озерах и отшнуровавшихся от моря лагунах. На потерю последними связи с морем указывает отсутствие в составе тех же отложений, формировавшихся, вероятно, в условиях аридного климата, галогенных образований, чем отложения верхоленской и эвенкийской свит, распространенные на той же территории, отличаются от лагунных образований первой половины кембрия.

За пределами Тунгусско-Иркутской впадины, в периферической области платформы, отложения майского яруса и верхнего кембрия представлены нормально-морскими карбонатными образованиями более значительной мощности, чем разновозрастные (верхоленско-эвенкийские) отложения впадины. В области накопления маломощных слоев доманикового типа ленско-амгинского возраста в майско-позднем кембрийское время образовалась толща карбонатных пород до 1000 м мощности, причем в основном в майское время. В позднем кембрии бассейн северо-восточной периферии платформы значительно сократил свои размеры в результате отступления береговой линии к северо-западу, в сторону Прианабарья. Режим спокойного, почти стационарного состояния ленско-амгинского времени сменился здесь, таким образом, в майском веке интенсивным погружением. Еще более



интенсивное погружение испытала во второй половине кембрия северо-западная окраина платформы (Игарско-Норильский район), где мощность соответствующих отложений достигает в осевой части образовавшегося здесь прогиба юго-запад-северо-восточного простирания 2000 м.

Севернее, в пределах Енисейско-Хатангского прогиба, мощность майско-верхнекембрийских слоев быстро уменьшается и на Таймыре достигает всего 250—300 м. Верхний кембрий имеет здесь несколько своеобразный состав, переходный к вышележащим слоям ордовика. Для него характерно чередование пачек известняков и темных углестых глинисто-известковистых сланцев с остатками трилобитов. В целом толща этих слоев напоминает оленусовые и цератопигиевые слои района грабена Осло в Скандинавии (см. рис. 4).

### Арктическая провинция

Незначительные по площади, но важные в палеогеографическом и структурном отношении выходы эопалеозойских образований Арктической провинции имеются, как отмечалось, на Новой Земле, Северной Земле и на о-вах Де-Лонга (о. Беннетта). Эопалеозой представлен в данной провинции, по-видимому, лишь отложениями среднего и верхнего кембрия, залегающими трансгрессивно и несогласно на слоях доюдомского докембрия. Эти взаимоотношения с наибольшей ясностью устанавливаются на Северной Земле. На Новой Земле и на о. Беннетта основание кембрийских слоев не вскрывается. Вторая специфическая черта арктического эопалеозоя (среднего-верхнего кембрия) — его почти исключительно терригенный песчано-алевролитосланцевый состав, резко отличный от состава одновозрастных слоев кембрия Восточно-Сибирской провинции, преимущественно карбонатных.

Слои арктического кембрия достигают значительной мощности (до 3000—4000 м на Северной Земле) и во всех районах их развития дислоцированы: наиболее интенсивно на Новой Земле, наименее — на о. Беннетта, где они имеют и сравнительно небольшую мощность (около 500 м). Относительно спокойное залегание слоев кембрия на о. Беннетта — наиболее восточном районе кембрийской Арктической провинции — уже давно дало повод для предположения о существовании в Восточно-Сибирском секторе Арктического бассейна платформенного участка земной коры — Гиперборейской платформы. Но западнее, на Северной Земле и на Новой Земле, кембрий имеет геосинклинальный характер. Структурные взаимоотношения отдельных участков развития арктического кембрия из-за их разобщенности акваториями Карского моря и моря Лаптевых остаются неясными. Но, по-видимому, все эти участки принадлежат одному поясу, который был связан на западе с Предскандинавским прогибом (см. рис. 3, 80).

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП [ОРДОВИК — РАННИЙ КАРБОН]

#### Верхояно-Чукотская область

С начала ордовика, местами, возможно, с конца кембрия, многие участки Верхояно-Чукотской области, которые в кембрии оставались приподнятыми, были охвачены опусканием, вызвавшим широкую морскую трансгрессию. Лишь на отдельных участках верхоянского прогиба ордовикское море преемственно сменило, возможно, кембрийское.



В прогибах Тасхаяхтахской складчатой системы, как и в прогибе Верхоянской системы, на протяжении раннего палеозоя осадконакопление было почти непрерывным и протекало в морских условиях. Вулканическая деятельность в этих прогибах проявлялась незначительно. В пределах Яно-Охотского и единого еще в раннем палеозое Колымско-Омолонского массивов осадконакопление было прерывистым и сопровождалось временами интенсивной вулканической деятельностью. В области Гиперборейской плиты режим развития приближался к режиму прогибов, но отличался большим однообразием и меньшей амплитудой прогибания, прерывавшегося временами поднятием.

Тасхаяхтахская и Верхоянская складчатые системы  
и Гиперборейская плита

В Верхояно-Чукотской области наиболее интенсивным прогибанием была охвачена в раннем палеозое область **Тасхаяхтахской складчатой системы**, где суммарная мощность нижнепалеозойских отложений достигает 12 000—14 000 м. Заложение отвечающего данной системе геосинклинального прогиба относится к началу ордовика, возможно, к концу кембрия. Завершилось развитие этого прогиба к концу раннего карбона, после чего во второй половине карбона заполнивший его комплекс слоев подвергся складчатости (герцинской) и общему воздыманию и в дальнейшем был несогласно перекрыт уже много слабее дислоцированными слоями нижней перми.

По Н. А. Богданову (1963), Тасхаяхтахская геосинклинальная система состояла из двух основных прогибов (зон): юго-западного — Чибагалахского и северо-восточного — Омудевского. В первом из них шло накопление преимущественно терригенных образований, обломочный материал которых поступал с Яно-Охотского массива; во втором — преимущественно карбонатных осадков, сменявшихся далее к северо-востоку сходными по составу, но маломощными отложениями юго-западной окраины Колымско-Омолонского массива.

Основание палеозойского складчатого комплекса Тасхаяхтахской системы выступает на поверхность у ее юго-западного края, в верховьях р. Момы, правого притока р. Индигирки. В данном районе разрез палеозоя начинается мощной (до 1500 м) толщей в основном красноватых грубообломочных пород предположительно раннеордовикского, позднекембрийского возраста — конгломератов, нередко валунных, гравелитов, грубозернистых песчаников, — несогласно залегающих на метаморфизованных (мраморизованных) известняках докембрия, соответствующих, возможно, юдомской свите Сибирской платформы и южного Верхоянья. Некоторые исследователи принимают валунные конгломераты этой толщи за ледниковые образования (тиллиты), что вряд ли, однако, соответствует действительности.

В северо-восточном, Омудевском, прогибе выше по разрезу следует мощная толща различных известняков, частично рифогенных, формировавшихся в зонах поднятий, разделявших отдельные частные прогибы. Лишь в позднем ордовике — раннем силуре накопление карбонатных пород было прервано формированием маломощной свиты глинистых граптолитовых сланцев. В небольшом количестве терригенные породы (песчаники, алевролиты) появляются также в средне-верхнедевонской части разреза. В это же время в восточной части Омудевской части разреза происходило в небольшом объеме осаждение гипса и ангидрида. В юго-западном, Чибагалахском, прогибе карбонатные породы замещаются в значительной мере терригенными. Наиболее отчетливо это



замещение проявляется в слоях ордовика, отчасти также конца силура — начала девона. Вулканическая деятельность в Тасхаяхтахской геосинклинали на протяжении всего периода ее погружения почти не проявлялась. Завершившая ее развитие позднепалеозойская складчатость в целом не была интенсивной, хотя местами и отличалась значительной напряженностью, и не сопровождалась внедрением гранитных интрузий, что имело здесь место позже, в эпоху развития мезозойской складчатости.

Близкий характер имеют палеозойские отложения о. Котельный, расположенного на северном продолжении Тасхаяхтахской системы. На о. Котельный разрез палеозоя, начинающийся слоями среднего (?) ордовика, несколько менее мощный (до 7000—8000 м), но также полный, непрерывный и имеет преимущественно карбонатный состав. Некоторое его отличие состоит в широком развитии терригенных образований (алевролитов, песчаников) в слоях верхнего девона и карбона — черта, характерная также для одновозрастных отложений арктических районов Северной Америки (см. рис. 55, 57). Венчается разрез нижнего палеозоя о. Котельный карбонатными слоями нижней части среднего карбона (башкирского яруса). Слабоскладчатые слои палеозоя о. Котельный трансгрессивно и несогласно кроются слоями триаса.

Сходный по мощности и составу отложений разрез нижнего палеозоя вскрывается в южной части **Верхоянской складчатой системы** (рис. 82), для которой ранний палеозой был лишь одной из стадий весьма длительного в целом периода ее развития, начавшегося в конце раннего протерозоя (см.: Леонов, рис. 139, 140) и закончившегося лишь в середине мезозоя. В пределах южного Верхоянья верхний кембрий не установлен, и ордовик залегает здесь трансгрессивно с перерывом на слоях среднего кембрия. На юге южного Верхоянья (верховья р. Май) в основании ордовика присутствует толща розовых кварцитовидных песчаников и конгломератов, до 300 м мощности, соответствующая, вероятно, базальным слоям ордовика Тасхаяхтахской системы. Севернее, в хр. Сеттэ-Дабан, следы перерыва в основании ордовика выражены менее четко.

Наряду со сходством раннепалеозойского развития Тасхаяхтахской и Верхоянской систем последняя из них выделяется все же рядом особенностей. Одна из них — наличие среднедевонского перерыва. Отложения среднего девона залегают в области южного Верхоянья с разрывом и базальным конгломератом в основании на слоях нижнего девона. Нижняя (эйфельская) часть среднего девона частично или полностью выпадает при этом из разреза. Вторая особенность — проявление в средне-позднедевонское время магматической деятельности, в результате которой возникли покровы и силлы основных пород, проslaивающие отложения среднего и верхнего девона. Третья особенность — наличие предтурнейско-раннетурнейского перерыва и трансгрессивное залегание слоев нижнего карбона. Последние имеют при этом не карбонатный, а терригенно-карбонатный состав, переходный к вышележащим терригенным образованиям верхнего палеозоя (верхоянского комплекса).

В северной, покрытой водами моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, части **Гиперборейской** плиты нижнепалеозойские отложения выступают на поверхность лишь на о. Врангеля. Южнее, в пределах материка, те же отложения перекрыты чехлом более молодых отложений. На дневную поверхность они выступают на Чукотском полуострове, в Полоусном кряже и хр. Улахан-Сис и на не-



скольких других менее значительных участках. Наиболее полный разрез этих отложений вскрывается на северо-востоке Чукотского полуострова. Нижняя часть разреза (ордовик — нижний девон), мощностью около 2000 м, складывается здесь в основном известняками и доломитами, местами рифогенными с обильными остатками разнообразных морских организмов. Лишь в нижнем силуре карбонатные породы замещаются пачкой граптолитовых сланцев, около 60 м мощности. Выше по разрезу, в среднем-верхнем девоне и нижнем карбоне, наряду с известняками существенную роль играют также терригенные образования — глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, которые в нижнем карбоне уже доминируют. В слоях верхнего девона и нижнего карбона присутствуют прослои туфогенных пород основного состава. Сходные состав и строение отложения нижнего палеозоя имеют и в других районах Гиперборейской плиты. В целом разрез нижнего палеозоя Гиперборейской плиты сходен с разрезом о. Котельный и отличается лишь значительно меньшей мощностью.

#### Яно-Охотский и Колымско-Омолонский массивы

Раннепалеозойское развитие Яно-Охотского и единого еще в раннем палеозое Колымско-Омолонского массивов выделялось прерывистостью осадконакопления — эпохи погружения данных массивов чередовались с длительными эпохами их воздымания и денудации — и проявлениями в среднем-позднем девоне и раннем карбоне интенсивной вулканической деятельности, связанной с начальной фазой их раздробления.

В пределах рассматриваемых массивов, как и на других участках Верхояно-Чукотской области, начало раннепалеозойского этапа было отмечено трансгрессией ранне-среднеордовикского моря, карбонатные отложения которого, до 1500—2000 м мощности, известны в ряде районов Охотского выступа и в южной части Колымско-Омолонского массива. Большая северная часть Яно-Охотского массива оставалась, вероятно, в эпоху ордовикской трансгрессии, как и раньше, приподнятой над уровнем моря и служила поставщиком обломочного материала в западный, Чибагалахский, прогиб Тасхаяхтахской геосинклинали. Приподнятой над уровнем моря оставалась в это время и северная, Алазейско-Олойская, часть Колымско-Омолонского массива. На Охотском выступе трансгрессия началась, возможно, еще в конце кембрия, поскольку ордовикские известняки подстилаются здесь терригенно-карбонатной толщей, около 300 м мощности, с остатками *Obolus*, предположительно позднекембрийского возраста.

Ордовикская трансгрессия была непродолжительной. Уже в конце среднего ордовика море отступает и территория рассматриваемых массивов становится областью денудации. Поздний ордовик и силур были для рассматриваемых массивов эпохами воздымания, вероятно незначительного, поскольку в окружающих массивы прогибах шло в это время накопление преимущественно карбонатных осадков. В начале девона, местами, возможно, в конце силура, начинается новая волна погружений, распространяющаяся с середины девона на всю рассматриваемую площадь.

Отложения конца силура и нижнего девона, распространенные на юге Колымско-Омолонского массива, имеют в основном карбонатный состав, и, по-видимому, в это время режим их развития не отличался еще заметным образом от режима предшествовавших эпох палеозоя. В новую — орогенную — фазу своего развития Яно-Охотский и Ко-



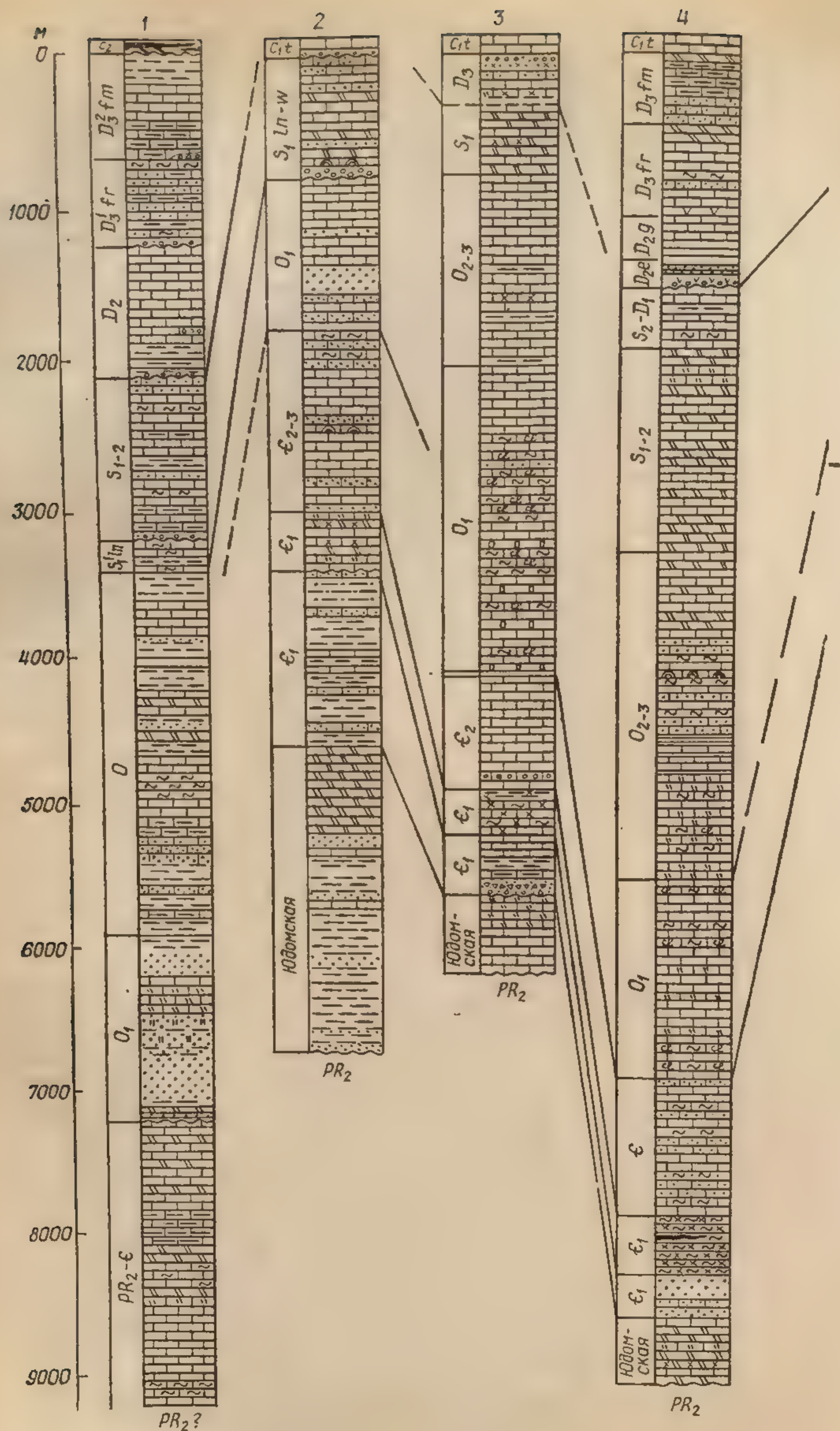
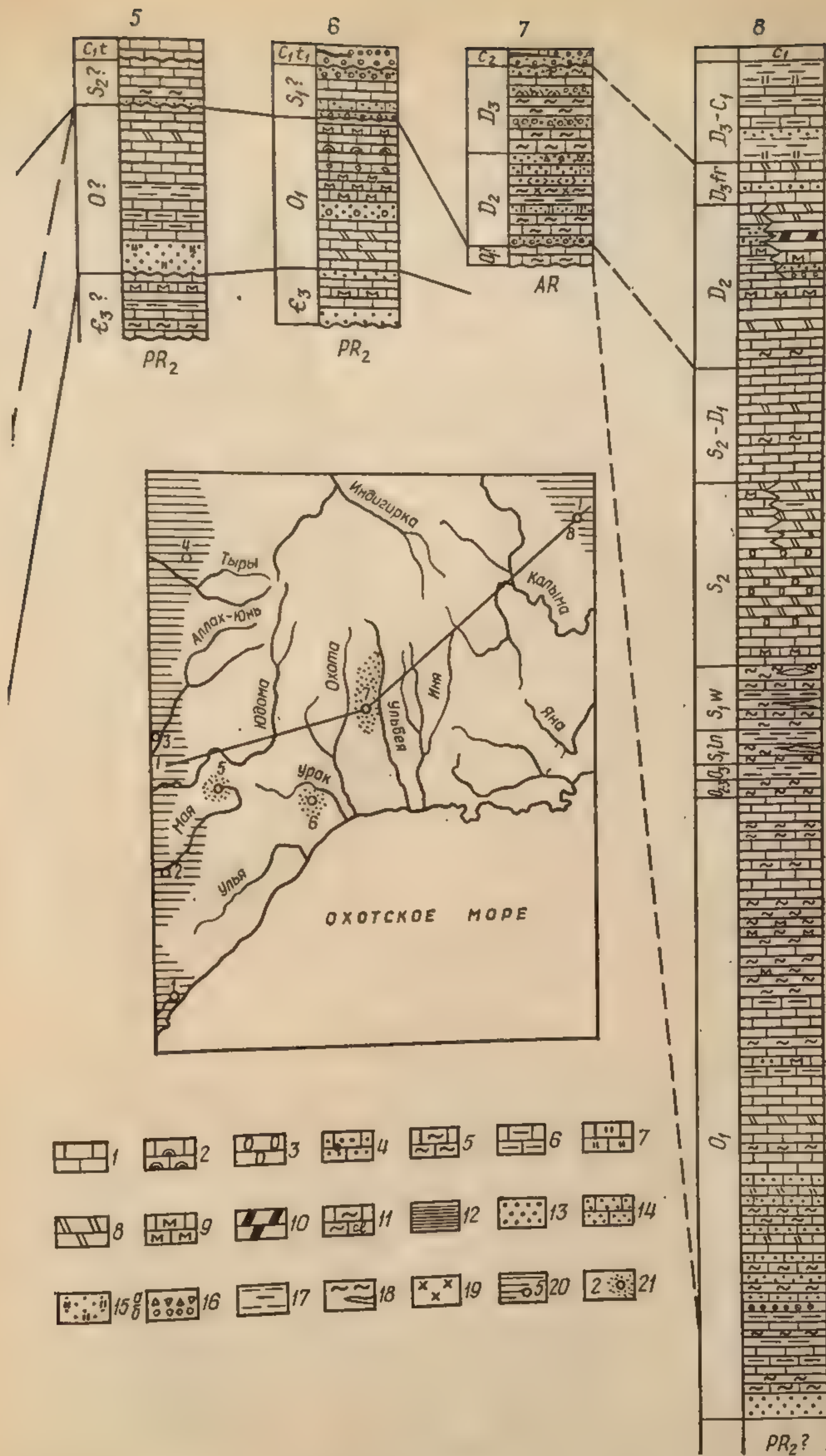


Рис. 82. Сводные разрезы ниже- и среднепалеозойских отложений южной части Верхояно-Чукотской складчатой области. По Б. М. Чикову, 1970.  
 1—7 — известняки: 1 — обычные, 2 — водорослевые, 3 — мраморизованные, 4 — песчанистые, 5 — глинистые, 6 — алевроитистые, 7 — доломитистые; 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — гипс; 11 — известково-хлоритовые сланцы; 12 — хлоритовые сланцы; 13—15 — песчаники: 13 — полимиктовые, 14 — известковистые, 15 — кварцевые; 16 — гравелиты (а) и конгломераты (б); 17 —





алевролиты; 18 — глинистые сланцы (черное — линзы угля и углистых сланцев); 19 — кремни-  
 стые сланцы; 20 — площадное развитие отложений и номер разреза; 21 — единичные выходы  
 отложений и номер разреза.  
 Местоположение разрезов: 1—4 — Верхоянская складчатая система: 1 — Аянский и Нячинский  
 полуострова, 2 — р. Иникан, 3 — р. Бам, 4 — хр. Сеттэ-Дабан; 5—7 — Яно-Охотский массив:  
 5 — р. Мая, 6 — р. Юровка, 7 — р. Кухтуй; 8 — Омудевская зона Тасхаяхтахой складчатой  
 системы (р. Колыма)



лымско-Омолонский массивы вступили с середины девона. С этого времени начался усилившийся затем в позднем девоне и раннем карбоне процесс их дробления на отдельные ограниченные разломами воздымающиеся и опускающиеся блоки. В пределах последних в различных по размерам грабенообразных впадинах началось накопление пестрых по составу, преимущественно терригенных толщ, сопровождавшееся во многих районах интенсивной вулканической деятельностью. В результате последней сформировались покровы лав и пласты вулканических туфов основного (базальты, диабазы, спилиты), среднего (андезиты) и кислого (дациты, липариты) состава в сотни метров мощности, которые в отдельных впадинах слагают преобладающую часть их суперкрустального выполнения.

Наибольшей интенсивности процесс этого раздробления достиг в северной — Алазейско-Олойской — части Колымско-Омолонского массива, где вулканогенное выполнение некоторых впадин было во второй половине карбона сдавлено, смято в складки, прорвано различными по составу интрузиями и на отдельных участках (вдоль разломов и в контактах с интрузиями) метаморфизовано. Тем самым развитие этих небольших впадин приобрело геосинклинальный характер. Это позволяет некоторым исследователям не только говорить об Алазейско-Олойской геосинклинальной системе, но и относить ее к типично геосинклинальным («эвгеосинклинальным») образованиям, возникающим на коре океанического типа. Предполагаемое кратковременное (поздний девон — ранний карбон) появление последней под Алазейско-Олойской системой объясняется при этом, как обычно, раздвигом сиалического основания Колымско-Омолонского массива, сменившимся в конце карбона сближением раздвинутых частей последнего. Что представляло собой возникшее в результате подобного расхождения и схождения эфемерное «океаническое пространство», при этом не объясняется.

В южной части Колымско-Омолонского массива и в районе Охотского выступа, как, вероятно, и на остальной площади Яно-Охотского массива, раздробление проявилось слабее. Осадочно-вулканогенное выполнение возникших здесь впадин подверглось лишь слабой деформации и сохранило черты платформенных образований орогенного типа.

### Сибирская платформа

На Сибирской платформе начало раннего палеозоя было отмечено широкой трансгрессией раннеордовикского моря, охватившей всю область Верхоленско-Эвенкийской дельты (?). В дальнейшем ранний палеозой был для Сибирской платформы временем длительного неравномерного, но неуклонного сокращения площади моря, лишь временами прерывавшегося кратковременными эпохами его расширения. Раннепалеозойские морские бассейны Сибирской платформы ограничивались в основном пределами Тунгусско-Иркутской впадины и северной периферией платформы, через которую они сообщались с морями Таймыра, Западной Сибири, Урала и арктических районов Северной Америки. Лишь в эпохи наибольшего расширения Тунгусско-Иркутского моря оно через область бассейна р. Вилюя сообщалось, возможно, с морскими бассейнами Верхояно-Чукотской области. Наиболее резкое сокращение Тунгусско-Иркутского моря произошло в позднем силуре (в лудлове). Продолжая сокращаться и в дальнейшем, оно в середине карбона полностью покинуло пределы платформы.

В ходе становления и угасания раннепалеозойского бассейна Сибирской платформы могут быть выделены три стадии: ранняя раннеор-



довикская — становления бассейна; средняя, среднеордовикско-раннесилурийская — медленной эволюции бассейна; поздняя, позднесилурийско-раннекаменноугольная — угасания бассейна.

Возникший на стадии становления на месте Верхоленско-Эвенкийской дельты (?) раннеордовикский морской бассейн отличался большим своеобразием и приближался по своему характеру к лагунно-морскому бассейну раннего кембрия. В его пределах сформировалась толща, до 200—250 м общей мощности, известняков и доломитов, часто водорослевых или строматолитовых, с прослоями песчаников и плоскогалечных конгломератов, более обильных в нижней части толщи южной части бассейна и убывающих в количестве как вверх по разрезу, так и в направлении с юга на север. В верхней части слоев нижнего ордовика, особенно в северной части платформы, встречаются линзы и прослои гипса. Немногочисленные органические остатки нижнего ордовика Сибирской платформы представлены преимущественно мелкими формами плеченогих (*Finkelburgia*, *Angarella* и др.), реже — гастропод, головоногих (ортоцератид), трилобитов. Мелкие размеры этих ископаемых говорят о неблагоприятных условиях существования, обусловленных, вероятно, или значительным осолонением, или, наоборот, опреснением рассматриваемого, по-видимому очень мелководного, бассейна.

С начала среднего ордовика, с переходом к стадии медленной эволюции бассейна, его режим и условия осадконакопления существенно изменились. На севере бассейн получил более свободную связь с открытым морем и режим его стал нормально-морским, но в то же время резко усилился принос в него обломочного материала с юга, юго-запада и юго-востока. В связи с этим в его большей южной части (к югу от широтного отрезка р. Нижней Тунгуски и р. Вилюя) образование карбонатных осадков сменилось накоплением терригенных, в значительной мере красноцветных, песчано-глинистых пород, которые лишь севернее уступали постепенно место известнякам и доломитам. Суммарная мощность этих отложений постоянна и составляет обычно несколько сотен метров. Прогибание дна бассейна было, таким образом, незначительным и равномерным на всей его площади.

Характерная особенность среднеордовикской части отложений рассматриваемой стадии — их довольно сильная фосфатизация, выраженная появлением в различных горизонтах среднего ордовика мелких желваков и зерен фосфорита. Несмотря на нормально-морской в целом режим рассматриваемого бассейна, в различные эпохи его существования в его окраинных частях, главным образом на северо-востоке, происходило осаждение значительных масс гипса и ангидрита. Накопление галогенных образований, наряду с широким распространением в южной части бассейна красноцветных осадков, указывает на засушливый климат как области самого бассейна, так и окружающей его суши.

На рассматриваемой средней стадии население бассейна Сибирской платформы стало более богатым и разнообразным: в отложениях наряду с остатками плеченогих, гастропод, наутилоидей, трилобитов появляются также остатки кораллов, мшанок, морских лилий и других групп беспозвоночных, а в слоях нижнего силура — и граптолитов. Наибольшее разнообразие и обилие органических остатков свойственно отложениям северо-западной (внешней) части бассейна. К югу и юго-востоку, во внутренней его части, и то и другое уменьшается. Граптолитовые сланцы сосредоточены на северной и северо-западной периферии платформы, где область их распространения наследует (?)



северо-западный «доманиковый» бассейн ленско-амгинского времени. На рассматриваемой стадии бассейн Сибирской платформы оставался, по-видимому, мелководным, даже в той его части, где в начале силура шло образование граптолитовых сланцев, и в его пределах располагался ряд крупных островов, размеры и очертания которых неоднократно, вероятно, менялись. В одни эпохи — в начале среднего ордовика, в раннем силуре — бассейн несколько расширялся, но затем — в позднем ордовике и особенно в уинлоксском веке — он все более сокращался. В уинлоксское время он не распространялся уже к югу от широты нижнего (широтного) течения р. Ангары. Еще более резкое сокращение бассейна в лудловское время привело к превращению его в мелководный залив-лагуну в северо-западной части Тунгусско-Иркутской впадины, и с этого времени бассейн вступил в стадию угасания.

На протяжении позднего силура (лудлова) и девона режим Северо-Тунгусского залива-лагуны периодически менялся: временами он приближался к нормально-морскому, временами становился типично лагунным, временами приобретал континентальный (озерно-дельтовый) характер. Вероятно, полное осушение Северо-Тунгусского залива-лагуны, сопровождавшееся перерывом в накоплении осадков, произошло в конце девона — начале карбона. После этого перерыва, во второй половине турнейского века — начале визейского, в северной части залива лагунно-морской режим восстановился. Но это был последний эпизод его жизни, с завершением которого его развитие прекратилось, и для Сибирской платформы начался новый — позднепалеозойский — этап развития, протекавший уже в существенно иной климатической, структурной и геоморфологической обстановке.

В толще отложений верхнего силура — девона Северо-Тунгусского залива-лагуны выделяются четыре крупных осадочных цикла: лудлов — начало раннего девона, конец раннего девона — эйфель, живет — ранний фран, средний фран — фамен, каждый из которых начинается морскими образованиями — известняками и доломитами с остатками плеченогих, кораллов, фораминифер — и завершается лагунно-морскими осадками — доломитами с линзами и прослоями гипса, ангидрита и каменной соли, лишенными обычно органических остатков.

Нижний из этих циклов (лудлов — начало раннего девона) отделяется от следующего цикла (конец раннего девона — эйфель) своеобразной курейской свитой пестроцветных аргиллитов с прослоями глинистых доломитов и мергелей с многочисленными остатками разнообразных пресноводных (возможно, солоноватоводных) ископаемых: бесчелюстных, двустворок, лингул, до 70—80 м общей мощности. Эта широко распространенная озерная (?) свита сформировалась, по-видимому, в условиях усилившегося притока в Северо-Тунгусский залив пресных вод, вызванного, возможно, некоторым увлажнением климата окаймлявшей залив суши.

Наиболее полно комплекс верхнесилурийско-девонских отложений Северо-Тунгусского залива-лагуны развит в его северо-западной части, в Норильском районе, где его общая мощность превышает 1500 м. Как в южном, так и в восточном направлении полнота разреза данных отложений уменьшается за счет выпадения отдельных его горизонтов. Уменьшается в тех же направлениях и мощность рассматриваемых отложений — до нескольких сотен и даже, по краям залива, до нескольких десятков метров.

Позднефаменско-раннетурнейский перерыв был предвестником общего позднепалеозойского поднятия Сибирской платформы. С этим перерывом в некоторых районах осушенного Северо-Тунгусского зали-



ва-лагуны было связано формирование коры выветривания, в которой местами установлены проявления бокситоносности. Последний — верхнетурнейско-нижневизейский — осадочный цикл, как и предыдущие, частично сложен морскими карбонатными образованиями, частично лагунно-морскими с линзами и прослоями гипса и ангидрита, до 100—150 м общей мощности.

Небольшой обособленный (?) залив позднесилурийско-девонского моря, открывавшийся на северо-восток (?), располагался в районе устья р. Хатанги, в восточной части Енисейско-Хатангского прогиба. От Северо-Тунгусского залива, как и от Таймырского бассейна, Хатангский залив отделялся (возможно, лишь временами) подводными или надводными порогами. В отложениях этого залива значительную роль играют толщи каменной соли, вызвавшие образование в данном районе соляных куполов.

Особое место в раннепалеозойской истории Сибирской платформы занимает возникновение в начале среднего девона и дальнейшее развитие Патомско-Вилюйской впадины, пересекающей в юго-западно — северо-восточном направлении суженный участок платформы между северо-восточным окончанием Байкальской складчатой системы (Патомским нагорьем) и р. Леной к северу от устья р. Алдана (см. рис. 80). В развитии Патомско-Вилюйской впадины проявились тенденции, свойственные Охотскому выступу и Колымско-Омолонскому массиву.

В начале среднего девона на месте крупного блока Сибирской платформы, протяжением около 600 км и шириной около 400 км, возникла ограниченная разломами впадина. В течение среднего-позднего девона и раннего карбона она была заполнена мощной (до 5000—6000 м) толщей вулканогенных и осадочных континентальных и лагунно-морских пестроцветных отложений (рис. 83). В составе последних в верхнедевонской части разреза присутствуют мощные пласты каменной соли, за счет которой в районе среднего течения р. Вилюя (бассейн р. Кемпендяй) возникли в мезозое известные Кемпендяйские соляные купола. Вулканогенные образования Патомско-Вилюйской впадины представлены базальтами, сходными со средне-верхнедевонскими базальтами южного Верхоянья (Сеттэ-Дабана), и щелочными породами (трахибазальтами), а в верхней части разреза — также туфами кислых пород (липарито-дацитов). На протяжении большей части времени своего существования Патомско-Вилюйская впадина была изолированной областью осадконакопления. Но временами она сообщалась с морем Верхоянского прогиба. В нее проникала морская фауна, а за счет испарения морских вод в ней начиналось осаждение каменной соли. В середине карбона прогибание впадины прекратилось. Она подверглась деформации и была расчленена на систему в различной мере погруженных блоков, трансгрессивно перекрытых впоследствии слоями мезозоя. Прекращение прогибания Патомско-Вилюйской впадины совпало во времени с усилением прогибания в области Верхоянской системы. Как отмечалось, развитие Патомско-Вилюйской впадины во многом напоминает развитие впадин Яно-Охотского и Колымско-Омолонского массивов (сравни рис. 82 и 83). Но в отличие от впадин южной части последних она не претерпела деформации и сохранила свой платформенный характер.

#### Таймырская складчатая система

Раннепалеозойское развитие Таймырской системы преемственно продолжало развитие ее в кембрии. Но если в кембрии область Таймырской системы была тесно связана с Сибирской платформой, то с



начала ордовика структурная и палеогеографическая обстановка в ее пределах усложняется, дифференцируется и подчиняется новому, уже не связанному с Сибирской платформой плану. Последний без существенных изменений сохраняется в дальнейшем до конца девона. За время ордовика — девона в осевой части Таймырского геосинклинального

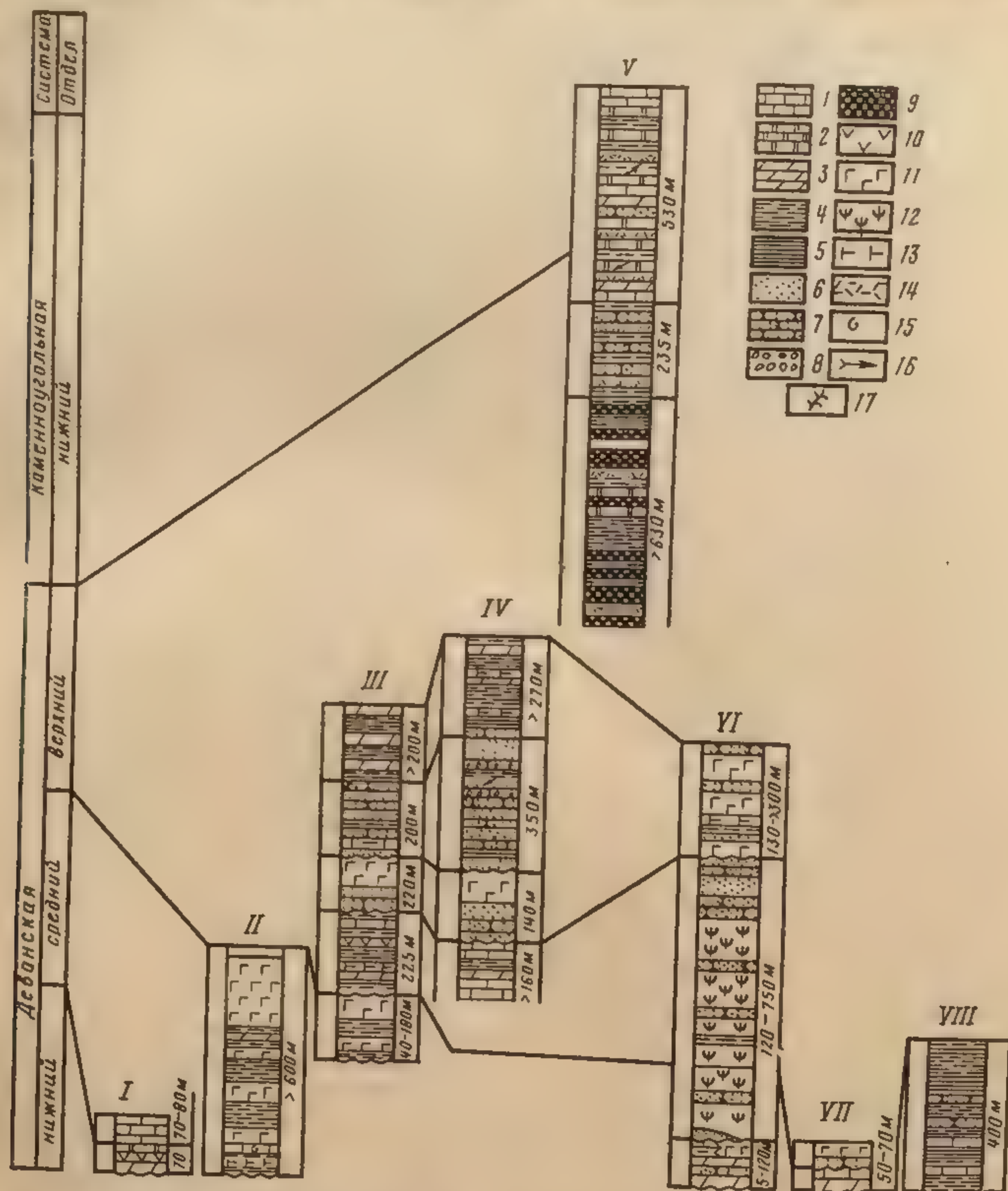


Рис. 83. Схема сопоставления разрезов среднепалеозойских отложений бассейнов среднего течения рек Вилюя и Лены. По В. Л. Масайтису и др., 1975:

I — бассейн р. Нижний Вилюйкан, II — р. Марка, III — р. Вилюй между устьем р. Укугут и пос. Вилючан, IV — р. Вилюй между устьем р. Онкучах и пос. Крестях, V — бассейн р. Кемпендья, VI — реки Наманы и Бирюка, VII — р. Нюя, VIII — р. Лена в районе оз. Улахан-Сис-Кюель;

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — мергели, 4 — алевролиты, 5 — глины, 6 — пески, 7 — песчаники, 8 — конгломераты, 9 — каменная соль, 10 — гипс, 11 — базальты, 12 — трахибазальты, 13—14 — туфы (13 — щелочных трахитов, 14 — липарито-дацитов), 15 — фаунистические остатки, 16 — остатки ихтиофауны, 17 — флористические остатки

прогиба сформировался комплекс морских карбонатных, глинистых и кремнистых отложений, до 3000—4000 м общей мощности. На рубеже девона и карбона погружение центральной и восточной частей Таймырского прогиба было прервано кратковременной эпохой слабой деформации, воздымания и денудации (пенепленизации?). Однако с этим перерывом ни заметной перестройки структурно-фациального плана, ни изменения интенсивности и типа осадконакопления связано не было.



Более крупные изменения в характере развития, хотя и не сопровождавшиеся региональным перерывом, произошли на Таймыре, как и в других областях рассматриваемого региона, в середине карбона. По условиям осадконакопления на Таймыре выделяются область западного Таймыра и область центрального и восточного Таймыра, а в пределах последней в ордовике и силуре — северная и южная подобласти.

В области западного Таймыра опускание и осадконакопление были наиболее постоянными. Даже предкарбоновый перерыв здесь, возможно, не проявился. В ордовике и силуре в данной области шло накопление граптолитовых сланцев, а в раннем и среднем девоне — слоистых темных битуминозных глинистых известняков и доломитов с обильными остатками птеропод, сходных с птероподовыми известняками и близкими к ним образованиями Рейнских Сланцевых гор. По положению и отчасти по типу осадков область западного Таймыра является как бы северо-западным продолжением (во времени и в пространстве) западного «доманиковского» бассейна Сибирской платформы. По сравнению с последним ордовикско-девонские бассейны западного Таймыра имели, по-видимому, более котловинный, застойный характер, в связи с чем накопившиеся в них осадки заключают остатки почти одних только планктонных организмов (граптолитов, птеропод).

Отложения ордовика и силура северной подобласти центрального и восточного Таймыра близки к таковым западного Таймыра. Здесь также накапливались темные обогащенные пиритом кремнисто-глинистые и известково-глинистые граптолитовые сланцы. К этой подобласти относится северная часть зоны кембрия и раннего палеозоя шириной в несколько десятков километров, а также значительная южная часть Карского массива, которая в кембрии, ордовике и силуре была за-

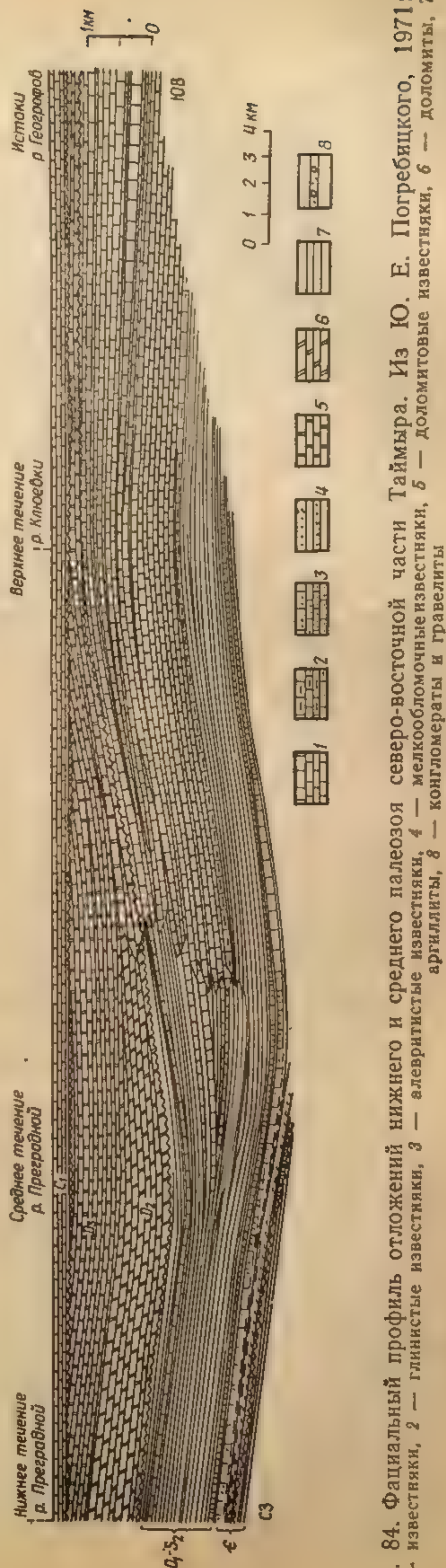


Рис. 84. Фациальный профиль отложений нижнего и среднего палеозоя северо-восточной части Таймыра. Из Ю. Е. Погребницкого, 1971: 1 — известняки, 2 — глинистые известняки, 3 — алевролиты известняки, 4 — мелкообломочные известняки, 5 — доломитовые известняки, 6 — доломиты, 7 — аргиллиты, 8 — конгломераты и гравелиты



Более крупные изменения в характере развития, хотя и не сопровождавшиеся региональным перерывом, произошли на Таймыре, как и в других областях рассматриваемого региона, в середине карбона. По условиям осадконакопления на Таймыре выделяются область западного Таймыра и область центрального и восточного Таймыра, а в пределах последней в ордовике и силуре — северная и южная подобласти.

В области западного Таймыра опускание и осадконакопление были наиболее постоянными. Даже предкарбонный перерыв здесь, возможно, не проявился. В ордовике и силуре в данной области шло накопление граптолитовых сланцев, а в раннем и среднем девоне — слоистых темных битуминозных глинистых известняков и доломитов с обильными остатками птеропод, сходных с птероподовыми известняками и близкими к ним образованиями Рейнских Сланцевых гор. По положению и отчасти по типу осадков область западного Таймыра является как бы северо-западным продолжением (во времени и в пространстве) западного «доманиковского» бассейна Сибирской платформы. По сравнению с последним ордовикско-девонские бассейны западного Таймыра имели, по-видимому, более котловинный, застойный характер, в связи с чем накопившиеся в них осадки включают остатки почти одних только планктонных организмов (граптолитов, птеропод).

Отложения ордовика и силура северной подобласти центрального и восточного Таймыра близки к таковым западного Таймыра. Здесь также накапливались темные обогащенные пиритом кремнисто-глинистые и известково-глинистые граптолитовые сланцы. К этой подобласти относится северная часть зоны кембрия и раннего палеозоя шириной в несколько десятков километров, а также значительная южная часть Карского массива, которая в кембрии, ордовике и силуре была за-

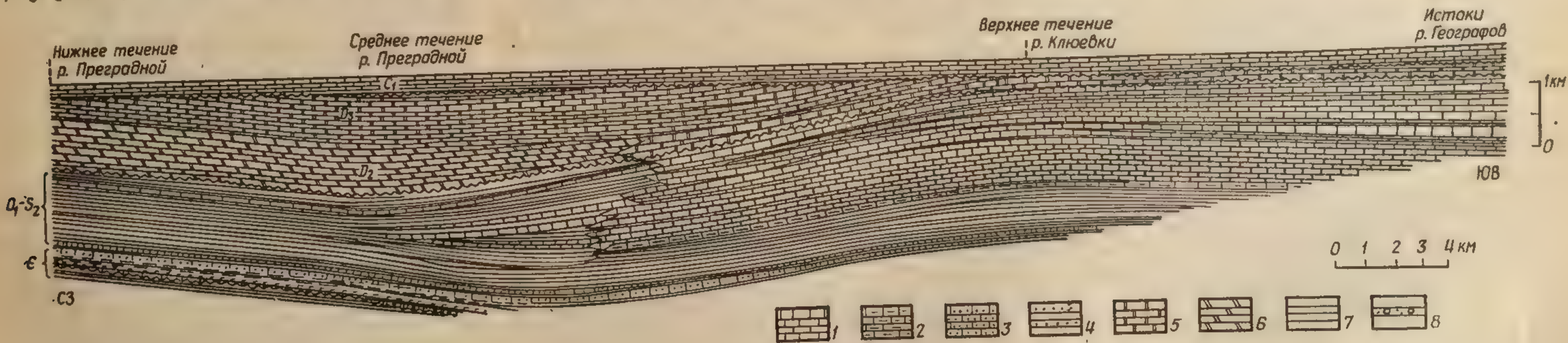


Рис. 84. Фациальный профиль отложений нижнего и среднего палеозоя северо-восточной части Таймыра. Из Ю. Е. Погребницкого, 1971:  
1 — известняки, 2 — глинистые известняки, 3 — алевритистые известняки, 4 — мелкообломочные известняки, 5 — доломитовые известняки, 6 — доломиты, 7 — аргиллиты, 8 — конгломераты и гравелиты



хвачена морской трансгрессией. В южной части той же зоны граптолитовые сланцы фациально замещаются более мощными слоями различных известняков с остатками плеченогих, кораллов и других донных организмов. Зона накопления этих карбонатных образований распространялась и далее к югу, непосредственно смыкаясь, возможно, с областью накопления подобных же осадков на северо-западной окраине Сибирской платформы.

В девоне во всей области центрального и восточного Таймыра установился однообразный мелководный (?) режим морского осадконакопления, в условиях которого в раннем и среднем девоне шло в основном формирование доломитов, а в позднем девоне — доломитизированных и чистых известняков (рис. 84). В наиболее южных выходах девонских отложений доломитам нижнего и среднего девона подчинены местами линзы и прослои гипса и ангидрита.

Как отмечалось, на рубеже девона и карбона комплекс слоев кембрия — девона центрального и восточного Таймыра был слабо деформирован и приподнят над уровнем моря. Возникшая область суши, сложенная слоями палеозоя, полого изогнутыми в крупные антиклинальные и синклинальные структуры меридионального простирания, была денудирована (пенепленизирована?) и перекрыта затем слоями нижнего карбона (см. рис. 84). Область западного Таймыра подобной деформации и воздымания, по-видимому, не испытала, и в ее пределах позднедевонский (фаменский) морской бассейн преемственно сменился раннекаменноугольным. Уже с начала карбона морской режим устанавливается и в области центрального и восточного Таймыра. На западном Таймыре в раннем и среднем карбоне продолжается накопление темноокрашенных глинисто-карбонатных осадков — известняков, известковистых и битуминозных глинистых сланцев, отчасти также алевролитов и песчаников, с остатками гониатитов. Общая мощность этих образований достигает 700—800 м. На центральном и восточном Таймыре в первой половине карбона формировались в основном органогенные известняки, преимущественно брахиоподовые, реже коралловые и криноидные. Резкий перелом в интенсивности и типе осадконакопления, знаменующий переход к позднему палеозою произошел здесь, по-видимому, в середине среднего карбона.

#### О. Беннетта, Северная Земля, о. Северный Новой Земли

На о. Беннетта нижний-средний ордовик представлен мощной (свыше 1000 м) терригенной толщей — переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников с остатками граптолитов, — связанной, по-видимому, постепенным переходом со сходными по составу слоями верхнего кембрия. Более молодые слои палеозоя на о. Беннетта неизвестны. Ордовикские отложения о. Беннетта принадлежат тому же типу, что и кембрийские. Но на более западных участках кембрийского арктического пояса (Северная Земля, Новая Земля) отложения ордовика имеют уже иной характер. Общим для Североземельской и Северо-Новоземельской складчатых систем было проявление в конце эопалеозоя складчатости (позднесалаирской?), после которой произошла, по-видимому, перестройка их общего структурного плана, нарушившая их непосредственную структурно-фациальную связь. На Северной Земле перерыв в осадконакоплении, связанный с этой складчатостью, был непродолжительным: несогласно на интенсивно смятые слои кембрия здесь ложатся слабее дислоцированные слои нижнего ордовика. В Северо-Новоземельской складчатой системе достоверно ордовикские отложения не-



известны. К ордовику (среднему-верхнему) здесь принадлежат, возможно, некоторые немые песчано-сланцевые толщи, до нескольких сотен метров мощности, несогласно кроющиеся базальными слоями нижнего силура. Взаимоотношения этих предположительно ордовикских толщ с кембрием не выявлены, но, по-видимому, они сформировались после складчатости и метаморфизма кембрийских слоев и залегают на последних с размывом и несогласием.

На Северной Земле ордовик представлен отложениями двух осадочных циклов, каждый из которых начинается толщей песчаников и заканчивается толщей карбонатных пород. Нижний из циклов (нижний ордовик?), общей мощностью 400—450 м, начинается маломощным (7—8 м) слоем базального конгломерата, на котором лежит толща, до 250 м мощности, крупно- и среднезернистых песчаников кварцевого и кварц-полевошпатового состава. Верхняя часть этого цикла (около 200 м) сложена известняками с прослоями известковистых кварцевых песчаников. Верхний цикл (средний-верхний ордовик?), до 1800—2000 м общей мощности, также начинается толщей кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, до 500 м мощности, и завершается толщей карбонатных пород — известняков, доломитов, мергелей — часто пестрой окраски, в верхней части гипсоносных.

Отложения ордовика Северной Земли формировались, по-видимому, в мелководной прибрежно-морской, временами лагунной обстановке. Мощные песчаные толщи, развитые в основании обоих ордовикских циклов, представляют, очевидно, продукты размыва смежных поднятий, возникших в краевой части Карского массива в связи с предордовикской складчатостью. Эти поднятия были сложены, по-видимому, породами гранитного состава, о чем говорит кварц-полевошпатовый состав продуктов их денудации.

Отложения силура как на о. Северный Новой Земли, так и на Северной Земле ложатся с размывом и региональным несогласием на более древние толщи палеозоя. На Северной Земле, несмотря на трансгрессивное залегание слоев силура, базальных терригенных образований в его основании не отмечается. Вся толща слоев силура, до 1500 м общей мощности, представлена здесь различными известняками с остатками кораллов, плеченогих, наутилоидей и других морских организмов. Слои силура дислоцированы много слабее ордовикских, участвуя в северо-западной части архипелага вместе с девонскими слоями в строении пологих складок.

На о. Северный Новой Земли в основании силура прослеживается палеонтологически не охарактеризованная песчано-конгломератовая пачка, имеющая, возможно, еще позднеордовикский возраст. Вышележащие палеонтологически охарактеризованные слои силура наиболее полно представлены на северо-востоке о. Северный Новой Земли, где они выполняют широкую мегасинклинали широтного простирания, обрываются с востока береговой линией моря и центроклинально замыкаются на западе. Более молодые, чем силурийские, слои палеозоя в этой мегасинклинали отсутствуют. Базальная песчано-конгломератовая пачка кроется здесь граптолитовыми сланцами ландовери (около 300 м) и выше толщей, до 1500—2000 м мощности, песчаников и сланцев с прослоями известняков с остатками граптолитов и плеченогих. Слои силура рассматриваемой мегасинклинали, подобно силурийским и девонским слоям северо-западной части архипелага Северной Земли, полого складчаты и формировались, вероятно, уже за пределами Северо-Новоземельской складчатой системы, в краевой части Баренцево-морской параплатформы. Юго-западнее, уже в пределах складча-



той системы, нижний силур (ландовери и уинлок) представлен в основном известняками, до 500—600 м мощности. Верхний силур (лудлов) здесь представлен терригенными образованиями (песчаники, гравелиты), до 600—700 м мощности.

Девонские отложения Северо-Новоземельской системы выделяются значительной мощностью (до 3500—4000 м), пестротой состава, обилием грубозернистого материала, присутствием в нижней части разреза верхнего девона многочисленных покровов основных вулканических пород. Ограничено распространенный нижний девон представлен в основном морскими известняками, завершающими (?) лудловско-раннедевонский цикл осадконакопления. Мощные толщи грубозернистых пород, в составе которых присутствуют пачки конгломератов в сотни метров мощностью, появляются в среднем девоне, общая мощность которого достигает 1000—1500 м. Большой мощностью, грубостью состава и разнообразием галечникового материала конгломератов характеризуется западная часть Северо-Новоземельской системы, что указывает на принос обломочного материала с запада, со стороны Баренцева моря, по-видимому, с испытавшей в среднем девоне воздымание восточной окраины Баренцевоморской плиты. К востоку состав терригенного материала становится более тонким и появляются прослой и пачки известняков.

Еще более мощная (до 2500 м) толща отложений верхнего девона повсеместно ложится с размывом, местами несогласно, в связи с чем слои верхней части среднего девона (живета) выпадают иногда из разреза. Отложения франского яруса близки по составу к среднему девону, но включают больше пород глинисто-карбонатного состава, частично доманикового типа. Фациальная изменчивость грубообломочных пород франского яруса также указывает на принос обломочного материала с запада. Важной особенностью франских отложений является, наконец, присутствие широко распространенных силлов и покровов вулканических пород основного состава. В фамене роль терригенных образований уменьшается и отложения этого возраста представлены уже в основном известняками и доломитами с бедной морской фауной, в которой исчезают ранее широко распространенные кораллы, возможно в результате изменения (похолодания) климата.

Фаменские отложения Северо-Новоземельской системы согласно кроются отложениями карбона, которые полностью, до верхнекарбонных включительно, должны быть отнесены здесь к нижнему палеозою. Наибольшим распространением среди них пользуются слои турнейского яруса. Уже слои визе распространены более ограниченно и еще более ограниченно — отложения намюра, среднего и верхнего карбона. Это связано с интенсивным предпермским воздыманием и размывом, в результате которого значительная часть верхних слоев карбона была уничтожена. Слои карбона распространены по северо-западному и юго-восточному побережьям о. Северный Новой Земли, несколько различаясь в соответствующих зонах по составу, в целом довольно однообразному. На северо-западе они представлены в основном известняками, на юго-востоке — переслаиванием пачек известняков, глинистых сланцев и песчаников. Суммарная мощность слоев карбона очень изменчива, в среднем 500—600 м.

На Северной Земле наиболее древние слои девона распространены на западе архипелага, на о. Пионер, где они представлены известняками и доломитами, около 200 м мощности, сменяющимися вверх по разрезу известняки и доломиты верхнего силура. Восточнее, на о. Октябрьской Революции, эти базальные слои девона большей частью



уничтожены размывом в верхней части нижнего девона. Выше — на западе (о. Пионер) согласно, на востоке (о. Октябрьской Революции) с размывом и угловым несогласием — залегает толща грубозернистых красноватых кварцевых песчаников с линзами мелкогалечных кварцевых конгломератов, до 200—300 м мощности, с остатками пресноводных (возможно, солоноватоводных) рыб. Вверх по разрезу красноватые песчаники сменяются известняками и доломитами, до 400—500 м мощности, с редкими остатками плеченогих. Комплекс этих пород, образующих хорошо выраженный осадочный цикл, принадлежит по возрасту к верхней части нижнего девона. На о. Октябрьской Революции второй подобный цикл образуют отложения среднего девона общей мощностью около 400 м, которые начинаются второй толщей красноватых лагунно-континентальных песчаников и завершаются второй карбонатной толщей доломитов с линзами гипса. Третий подобный цикл, мощностью до 400—450 м, слагают слои верхнего девона на о. Октябрьской Революции. На западе, на о. Пионер, средний из этих циклов (среднедевонский) целиком складывается известняками и доломитами с богатой морской фауной, нижняя часть которых фациально замещает красноватые песчаники, развитые восточнее, на о. Октябрьской Революции. По-видимому, на Северной Земле суша, поставлявшая обломочный материал (в основном кварцевого состава) девонских красноватых пород, располагалась на востоке, в северо-восточной части Карского массива.

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП**  
(ВТОРАЯ ПОЛОВИНА КАРБОНА — ПЕРМЬ)

Причина быстрого и резкого изменения характера формирования осадков, произошедшего примерно одновременно на огромной территории в самых различных (морских, континентальных) обстановках, остается не вполне ясной, и ее объяснение может быть пока только предположительным. Сравнительно тонкозернистый и однородный со-



став терригенных пород верхнего палеозоя на территории рассматриваемого региона говорит, по-видимому, о не местных источниках обломочного материала и о вероятном выносе последнего крупными спокойно текшими реками и соответственно о существовании вблизи области его распространения крупного массива (или крупных массивов) суши материкового типа. По всем данным эта суша должна была располагаться в области современного арктического бассейна. Сибирская платформа сама была в позднем палеозое областью интенсивного терригенного осадконакопления, а на юге массив суши не мог быть значительным, поскольку далее к югу, в области Урало-Монголид, снова располагалась обширная область континентального и морского осадконакопления. Существование северного материкового источника обломочного материала не исключает, конечно, и местных источников его поступления: на Сибирской платформе, например, материал поступал с внутренних и окраинных поднятий, которые устанавливаются для некоторых эпох позднего палеозоя по появлению в составе соответствующих отложений грубого обломочного материала.

Вторая особенность отложений верхнего палеозоя рассматриваемого региона — их повсеместная сероцветность и отсутствие в их составе эвапоритов. Обычные в более древних слоях красцветные породы и залежи гипса и каменной соли, распространенные во всей толще слоев нижнего палеозоя, вплоть до нижнекаменноугольных, выше по разрезу пропадают и при формировании слоев в континентальной обстановке замещаются угленосными образованиями. Данная особенность, сочетающаяся с некоторыми изменениями в составе органического мира моря — исчезновением колоннальных кораллов, появлением специфических аркто-антарктических форм двустворок родов *Kolymia* и *Atomodesma* — указывает, по-видимому, на одновременное изменение климата в сторону его увлажнения и похолодания.

### Сибирская платформа и Карско-Таймырская область

На Сибирской платформе поздний палеозой начался новой фазой погружения Тунгусско-Иркутской впадины и восстановлением в ее пределах обширной области осадконакопления, отвечающей в структурном отношении Тунгусской амфилизе (см. рис. 80). Позднепалеозойское погружение не привело, однако, к трансгрессии моря. Оно развивалось, по-видимому, медленно и постепенно и постоянно компенсировалось накоплением осадков, благодаря чему поверхность осадконакопления все время оставалась несколько выше уровня моря. Прогибание области амфилизы и заполнение ее осадками прекратились в раннем триасе, к середине которого позднепалеозойский этап ее развития и развития Сибирской платформы в целом завершился. Соответствующий позднепалеозойскому этапу развития амфилизы комплекс отложений — среднего-верхнего карбона, перми, нижнего триаса — выделяется на Сибирской платформе в тунгусскую серию.

В позднепалеозойско-раннетриасовом развитии Сибирской платформы обособляются три стадии: начальная (вторая половина раннего карбона — средний карбон), средняя, основная (поздний карбон — пермь), заключительная (поздняя пермь — ранний триас).

На первой из этих стадий прогибанием была охвачена западная окраина платформы, где возникла широкая и протяженная — Приенисейская — аллювиально-озерная равнина. В ее осевой части располагалась система пресноводных и солоноватоводных водоемов, заполнявшихся песчаными и песчано-алевритовыми осадками, заключающими

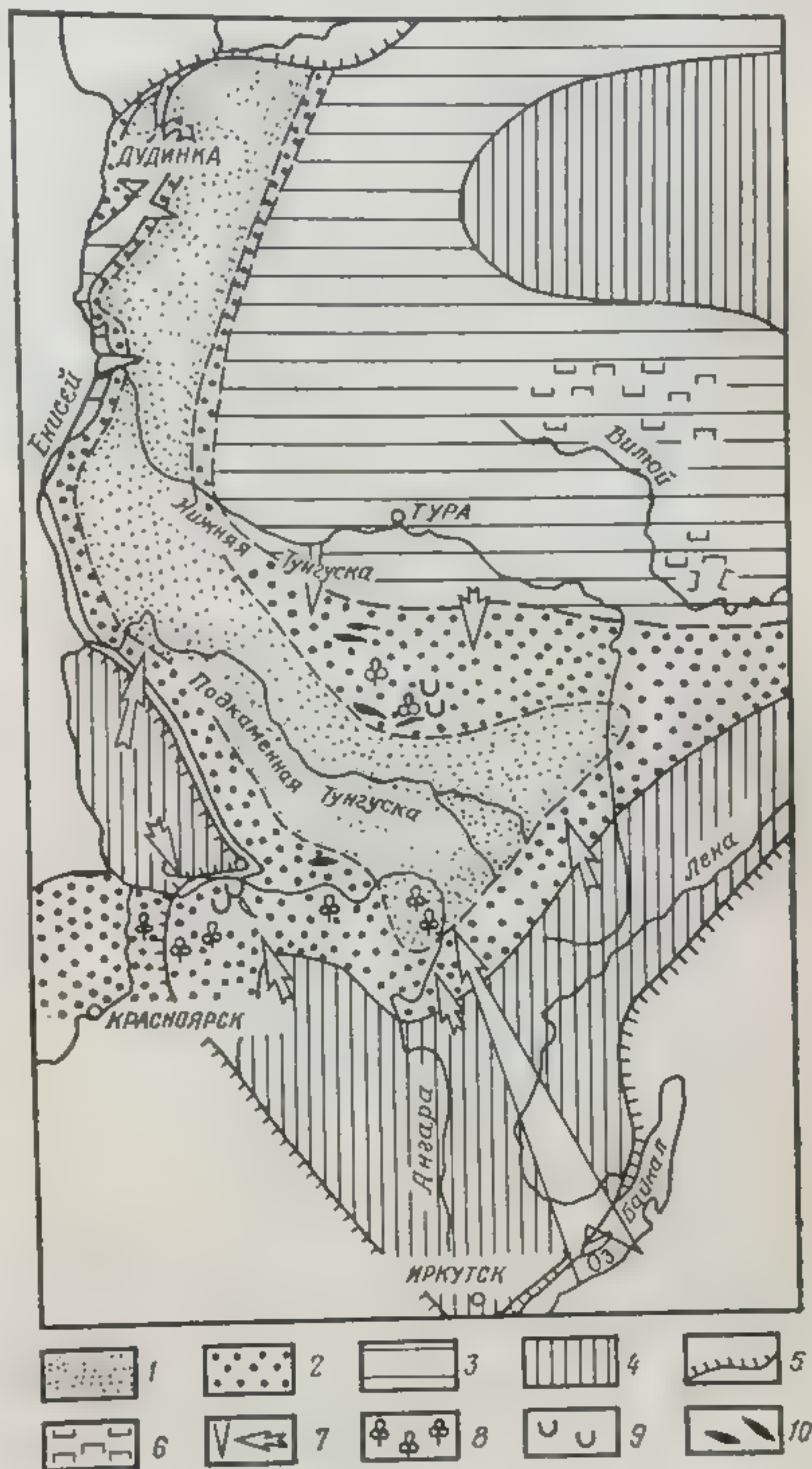


остатки наземных растений и редкие чешуи рыб. В нижней части этих отложений имеется примесь туфогенного материала, чем они напоминают разновозрастные слои Минусинских впадин Алтае-Саянской области. Во второй половине начальной стадии (в среднем карбоне) Приенисейская аллювиально-озерная равнина на юге расширилась и протянулась на восток в район Патомско-Вилюйской впадины (рис. 85).

На средней, основной, стадии (поздний карбон — пермь) в опускание была вовлечена вся область Тунгусской амфиклизы, а также территория бассейна р. Вилюя (Вилюйская впадина) и северного склона Анабарского массива. Область Тунгусской амфиклизы представляла в это время низменную заболоченную озерно-аллювиальную равнину, наиболее приподнятую на юге и юго-западе и постепенно снижавшуюся к северо-западу и востоку, в сторону Енисейско-Хатангской впадины, с одной стороны, и Вилюйской впади-

Рис. 85. Палеогеографическая схема Сибирской платформы среднего карбона. По Н. П. Ильяхиной, Н. Г. Вербицкой, 1976:

1 — пресноводные и солоноватоводные бассейны (область преимущественного распространения песчаных отложений); 2 — область непостоянного осадконакопления (преимущественное распространение пролювиальных, аллювиальных, озерных, реже озерно-болотных и переходных от континентальных к бассейновым фациальных обстановок); 3 — низменная равнина; 4 — слабохолмистая равнина; 5 — границы Сибирской платформы (по Т. Н. Спичарскому); 6 — коры выветривания (досреднекаменноугольные); 7 — направления переноса терригенного материала; 8 — места находок растительных остатков; 9 — места находок пресноводной фауны; 10 — линзы углисто-глинистых пород и углей



ны и Верхоянской системы — с другой. В этих направлениях озерно-аллювиальная равнина переходила в приморскую низменность с солоноватоводными бассейнами, отдельные из которых изредка сообщались с морем Таймыра и Енисейско-Хатангской впадины на северо-западе и с морем Таймыра и Енисейско-Хатангской впадины на востоке. В Тунгусской амфиклизе шло формирование сложно построенной и фациально изменчивой серии песчано-галечниковых и глинисто-алевритовых осадков с многочисленными остатками пресноводных и солоноватоводных двустворок. Суммарная мощность этих отложений достигает 1000 м. Почти на всей площади амфиклизы они заключают пласты угля, свидетельствующие о широком развитии в пределах Тунгусской аллювиально-озерной равнины обширных заболоченных пространств.

В конце перми — начале триаса область осадконакопления на Сибирской платформе сокращается, «втягиваясь» в пределы Тунгусской амфиклизы. Последняя, как и на предыдущей стадии, представляла в

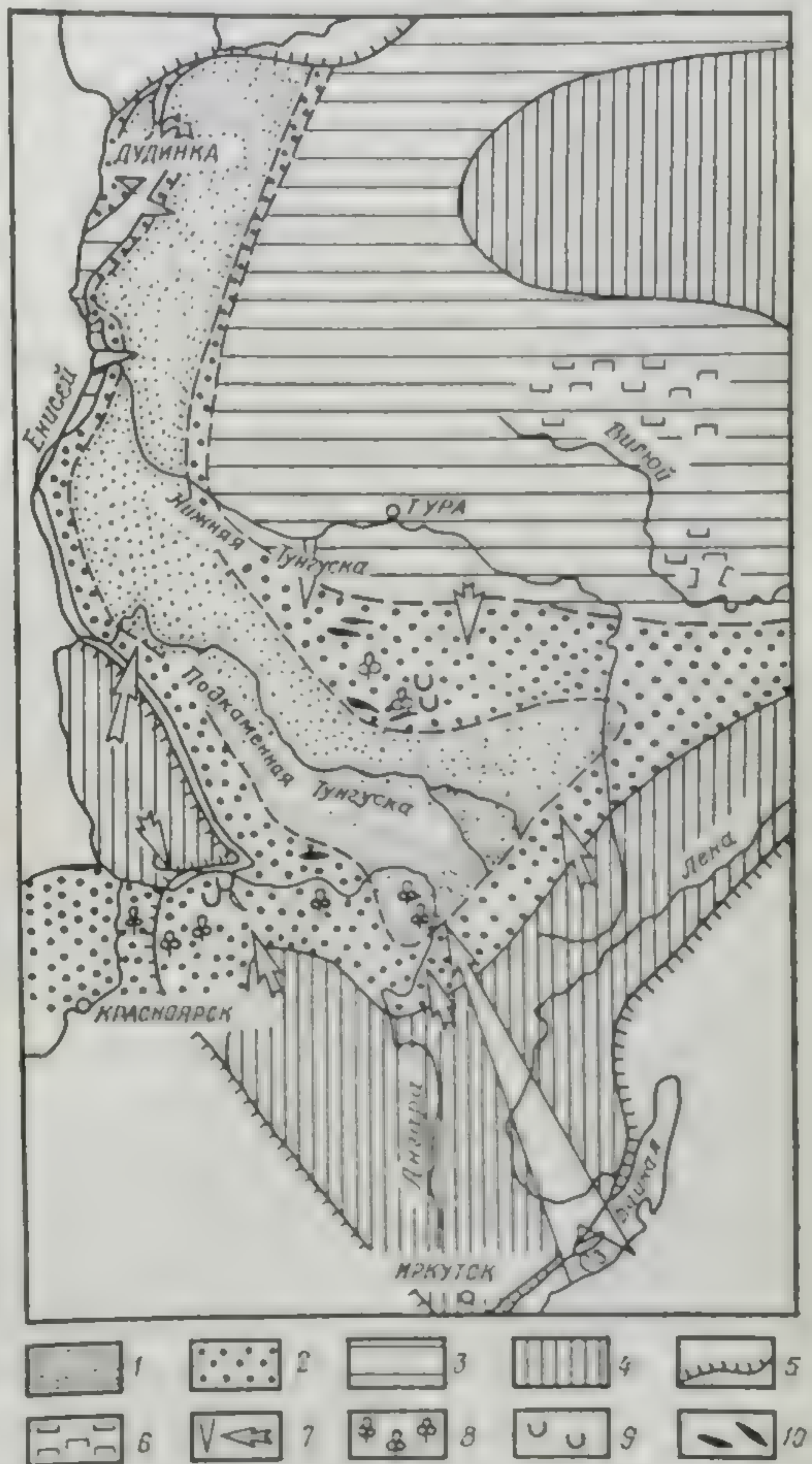


остатки наземных растений и редкие чешуи рыб. В нижней части этих отложений имеется примесь туфогенного материала, чем они напоминают разновозрастные слои Минусинских впадин Алтае-Саянской области. Во второй половине начальной стадии (в среднем карбоне) Приенисейская аллювиально-озерная равнина на юге расширилась и протянулась на восток в район Патомско-Виллюйской впадины (рис. 85).

На средней, основной, стадии (поздний карбон — пермь) в опускание была вовлечена вся область Тунгусской амфиклизы, а также территория бассейна р. Виллюя (Виллюйская впадина) и северного склона Анабарского массива. Область Тунгусской амфиклизы представляла в это время неизменную заболоченную озерно-аллювиальную равнину, наиболее приподнятую на юге и юго-западе и постепенно снижавшуюся к северо-западу и востоку, в сторону Енисейско-Хатангской впадины, с одной стороны, и Виллюйской впади-

Рис. 85. Палеогеографическая схема Сибирской платформы среднего карбона. По Н. П. Ильяхиной, Н. Г. Вербицкой, 1976:

1 — пресноводные и солоноватоводные бассейны (область преимущественного распространения песчаных отложений); 2 — область непостоянного осадконакопления (преимущественное распространение пролювиальных, аллювиальных, озерных, реже озерно-болотных и переходных от континентальных к бассейновым фациальных обстановок); 3 — низменная равнина; 4 — слабохолмистая равнина; 5 — границы Сибирской платформы (по Т. Н. Спизарскому); 6 — коры выветривания (досреднекаменноугольные); 7 — направления переноса терригенного материала; 8 — места находок растительных остатков; 9 — места находок пресноводной фауны; 10 — линзы углито-глинистых пород и углей



ны и Верхоянской системы — с другой. В этих направлениях озерно-аллювиальная равнина переходила в приморскую низменность с солоноватоводными бассейнами, отдельные из которых изредка сообщались с морем Таймыра и Енисейско-Хатангской впадины на северо-западе и с Верхоянским морем на востоке. В Тунгусской амфиклизе шло форми-



палеогеографическом отношении озерно-аллювиальную равнину, в пределах которой продолжалось накопление угленосных песчано-галечниковых и глинисто-алевритовых осадков. Особенностью данной стадии было интенсивное развитие вулканической и интрузивной деятельности, распространившейся на всю площадь амфиклизы и смежные с ней районы платформы, продукты которой — вулканические туфы, лавы, силлы — характеризуются основным составом. Совокупность лавовых покровов и силлов, располагающихся обычно горизонтально, параллельно напластованию осадочных пород, образует толщу знаменитых сибирских траппов.

Вначале вулканическая деятельность имела преимущественно эксплозивный характер и привела к образованию толщи вулканических туфов, агломератов и различных вулканогенно-осадочных пород до 700 м мощности. В дальнейшем преобладающее развитие получили трещинные излияния лав, покровы которых венчают серию слоев Тунгусской амфиклизы. Особенно мощные покровы лав распространены на северо-западе амфиклизы, в районе плато Путорана. Значительный объем магматического материала застыл в виде силлов и даек на различных стратиграфических уровнях внутри толщи палеозойских отложений амфиклизы (рис. 86).

С сибирскими траппами связан ряд ценных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых: медно-никелевые месторождения Норильского района, железорудные месторождения Ангара-Илимского района, месторождения исландского шпата, графита (Курейка), возникшего в результате термального воздействия траппов на пласты угля, и др. С трапповым магматизмом связано, по-видимому, и образование алмазонасных кимберлитовых трубок, распространенных в основном по периферии области развития траппов.

В **Карско-Таймырской области** образования позднепалеозойско-раннемезозойского этапа выступают на поверхность в пределах Таймырской системы и на юго-восточном побережье Новой Земли, вдоль северо-западного борта Карской впадины.

На Таймыре резкое изменение характера развития произошло, как отмечалось, на рубеже среднего и позднего карбона. В это время усилилось прогибание и возросла интенсивность осадконакопления в южной части Таймырской системы: мощность слоев верхнего карбона — перми здесь равняется примерно суммарной мощности всех более древних слоев палеозоя. Усиление прогибания южной части Таймырской системы сочеталось, по-видимому, с воздыманием, а возможно, и со складчатостью ее северной части. На рассматриваемом рубеже имело место, следовательно, смещение (миграция) зоны геосинклинального прогибания к югу. Одновременно накопление преимущественно карбонатных осадков сменилось формированием различных терригенных образований. Отмеченные черты развития типичны для краевых прогибов, к категории которых и должен быть отнесен, по-видимому, позднепалеозойский прогиб Таймыра.

Примерно до конца артинского времени в Таймырском прогибе шло накопление сравнительно однородных и тонкозернистых глинисто-алевритовых морских осадков. Но в дальнейшем, в конце ранней перми и в позднепермское время, состав отложений становится все более грубозернистым — песчаным и песчано-галечниковым, — и одновременно морские образования все более замещаются с востока на запад континентальными, как правило угленосными, слоями. Во второй половине поздней перми (в татарское время) море полностью покидает пределы Таймырского прогиба.



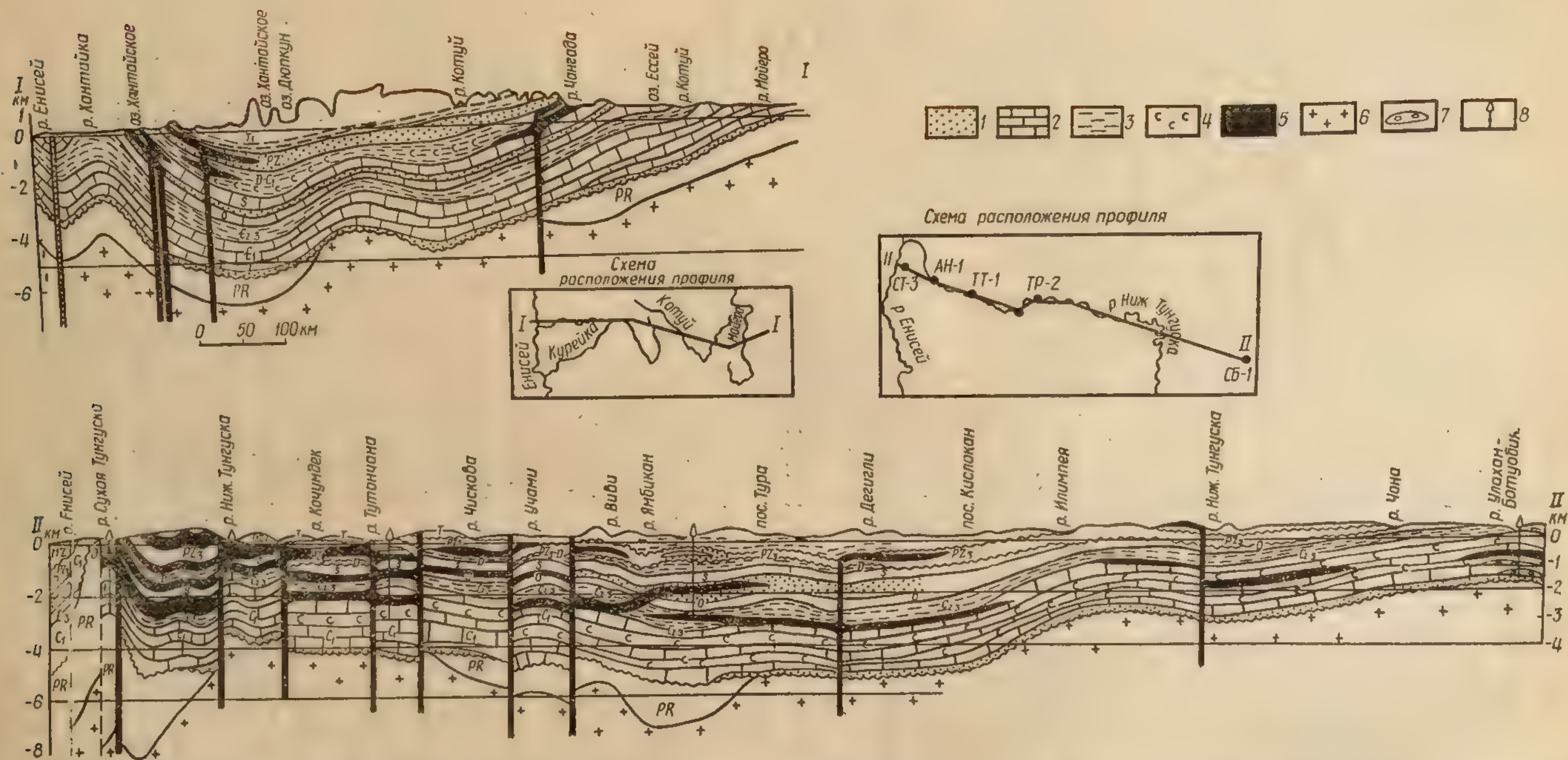


Рис. 86. Региональные геологические профили через северную (I—I) и центральную (II—II) части Тунгусской синеклизы. По А. Э. Конторовичу и др., 1976:

1 — терригенные породы; 2 — карбонатные породы; 3 — глинистые (глинисто-карбонатные) породы; 4 — эвапориты (соли, гипсы); 5 — пластовые и секущие интрузии долеритового состава; 6 — фундамент; 7 — залежи газа; 8 — глубокие скважины



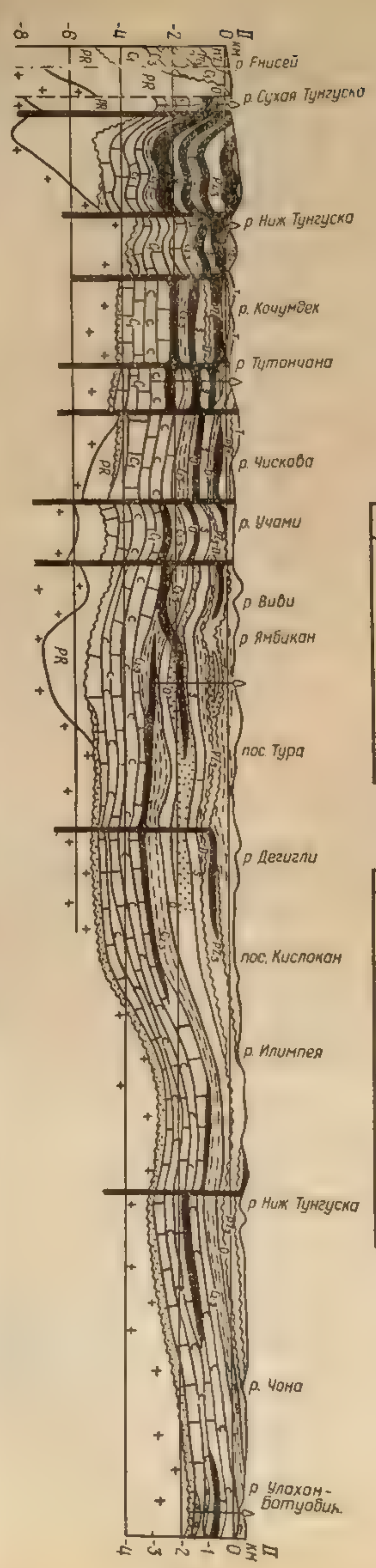
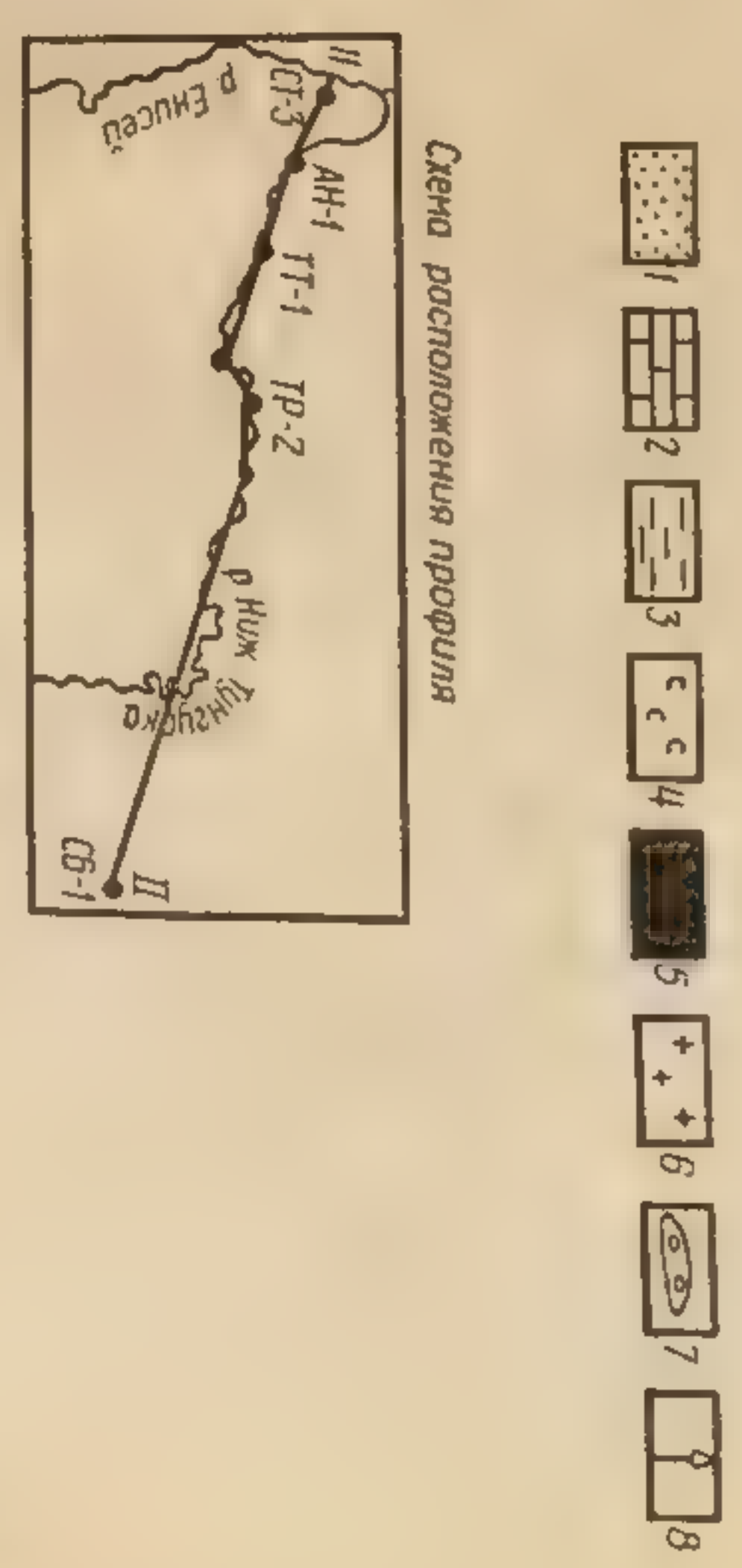
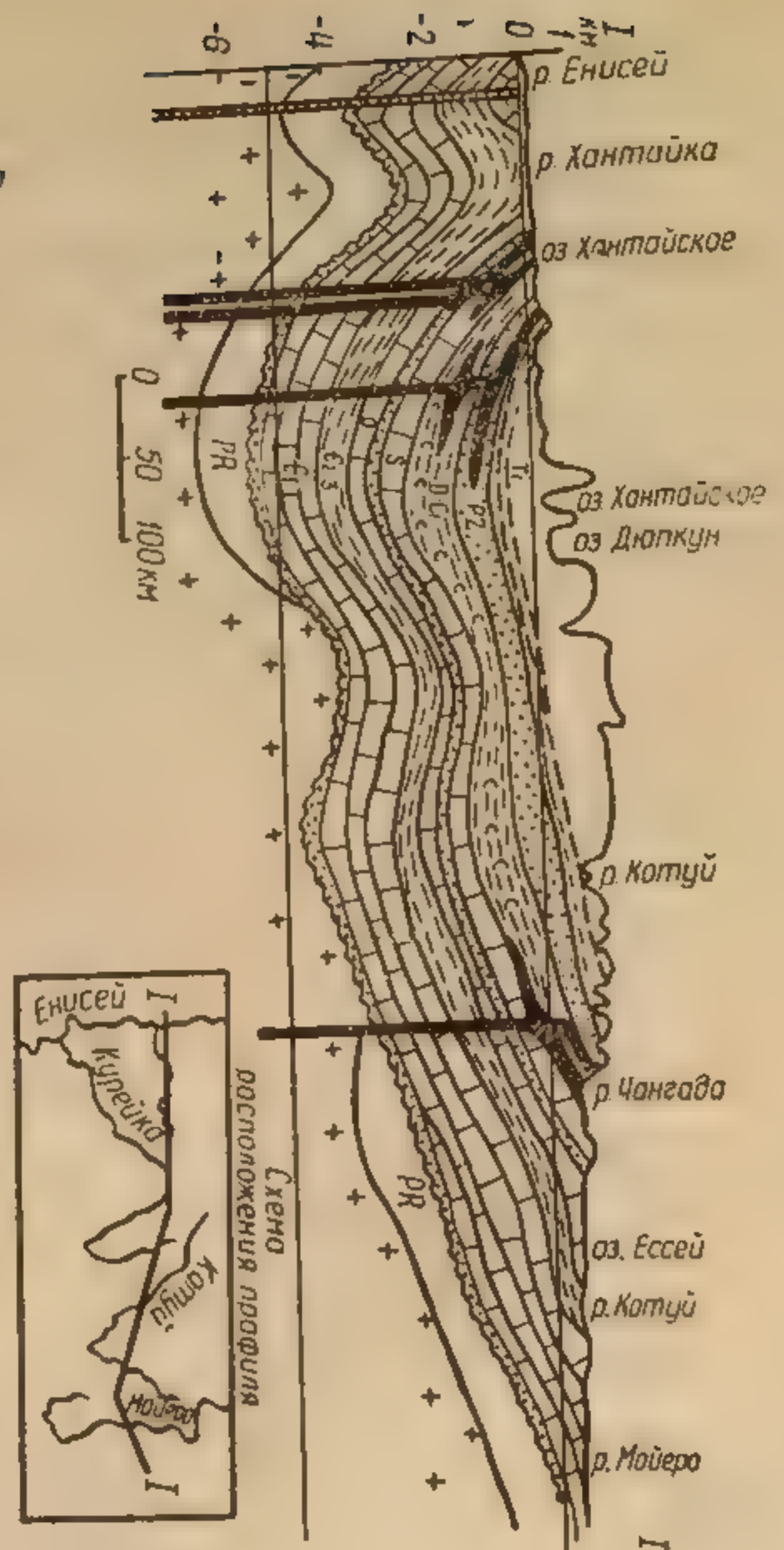


Рис. 86. Региональные геологические профили через северную (I—I') и центральную (II—II') части Тунгусской синеклизы. По А. Э. Конторовичу и др., 1976:  
 1 — терригенные породы; 2 — карбонатные породы; 3 — глинистые (глинисто-карбонатные) породы; 4 — эвапориты (соли, гипсы); 5 — пластовые и секущие интрузии доперигового состава; 6 — залежи газа; 7 — faults; 8 — глубокие скважины.



Эпоха поздней перми — начала триаса отмечена в Таймырском прогибе, как и на Сибирской платформе, мощной вспышкой вулканической деятельности траппового типа. Она началась и здесь выбросами вулканического пепла, за которыми, в основном в начале триаса, последовали излияния базальтовой лавы, завершившиеся в некоторых районах излияниями лав среднего и кислого состава (андезитов, дацитов, липаритов). Мощность лавовых покровов достигает в некоторых районах Таймыра 2000—3000 м, значительно превышая мощность аналогичных образований Сибирской платформы.

Эпохой траппового вулканизма позднепалеозойский этап развития Таймырской системы и весь период ее геосинклинального развития в основном завершается. Слои, выполняющие позднепалеозойско-раннетриасовый прогиб, были смяты в складки, и вся область складчатой системы была охвачена воздыманием. В дальнейшем, во второй половине раннего триаса, в среднем и позднем триасе, в отдельных грабенобразных депрессиях и в небольших не затронутых складчатостью остаточных прогибах продолжалось накопление морских и континентальных песчано-алевритовых и песчано-галечниковых осадков, суммарная мощность которых достигает 1000—2000 м. В конце триаса они также были охвачены складчатостью, вписавшей последний штрих в летопись событий, связанных с развитием и оформлением Таймырской складчатой системы.

**Северо-Новоземельская система** на рубеже карбона и перми была охвачена, по-видимому, в своей осевой части складчатостью и воздыманием. В начале перми северо-западная и юго-восточная окраинные зоны возникшего в результате воздымания сводового поднятия опустились и были трансгрессивно перекрыты нижними слоями перми, повсеместно залегающими на о. Северный Новой Земли с размывом, а местами и с угловым несогласием на более древних слоях палеозоя.

Морской бассейн северо-западной (Баренцевоморской) окраины Северо-Новоземельского поднятия был связан, вероятно, с морем Шпицбергена и характеризовался терригенно-карбонатным типом осадконакопления. Бассейн юго-восточной (Карской) окраины того же поднятия через область Карского моря соединялся, по-видимому, с морем Таймыра. В этом бассейне на юго-восточном побережье о. Северный Новой Земли в течение перми сформировалась толща морских отложений до 3000 м общей мощности, сложенная в нижней половине (нижняя пермь?) немymi в палеонтологическом отношении аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, а в верхней (казанский ярус верхней перми) — переслаиванием алевролитов и песчаников с остатками мелководных морских организмов. Сходные отложения распространены также на о. Южный Новой Земли, где они имеют еще более мелководный характер и включают более обильные органические остатки, в том числе наземных растений. В верхнепермской части этих слоев присутствуют остатки двустворок рода *Atomodesma*, характерных для верхнепермских отложений Таймыра и Верхояно-Чукотской области. Их местонахождение на Новой Земле — наиболее западный участок их распространения в Северном полушарии.

Сходный характер, лишь с большим развитием прибрежно-морских (паралических) и континентальных, обычно угленосных, образований имеют пермские отложения Пай-Хоя и Печорского бассейна. По-видимому, все эти районы — Таймыр, Новая Земля, Пай-Хой, Печорский бассейн — принадлежали в пермское время к одной обширной области осадконакопления. Отложения триаса на Новой Земле неизвестны, но распространены в Печорском бассейне, где в их основании, как и



на Таймыре и на Сибирской платформе, присутствуют траппы — покровы и силлы основных пород, позволяющие рассматривать Печорский бассейн как крайний северо-западный форпост Сибирско-Таймырской области траппового магматизма.

### Верхояно-Чукотская область

В Верхояно-Чукотской области отложения верхнего палеозоя составляют нижнюю часть мощного — верхоянского — комплекса терригенных пород, верхняя часть которого образована слоями нижнего мезозоя. Переход от раннего к позднему палеозою здесь также отмечен повсеместным установлением терригенного осадконакопления и резким возрастанием контрастности осадконакопления в прогибах и поднятиях (рис. 87). Процесс раздробления Яно-Охотского и Колымско-Омолонского массивов, начавшийся в середине девона, на позднепалеозойском этапе переходит в более спокойную фазу своего развития. Интен-

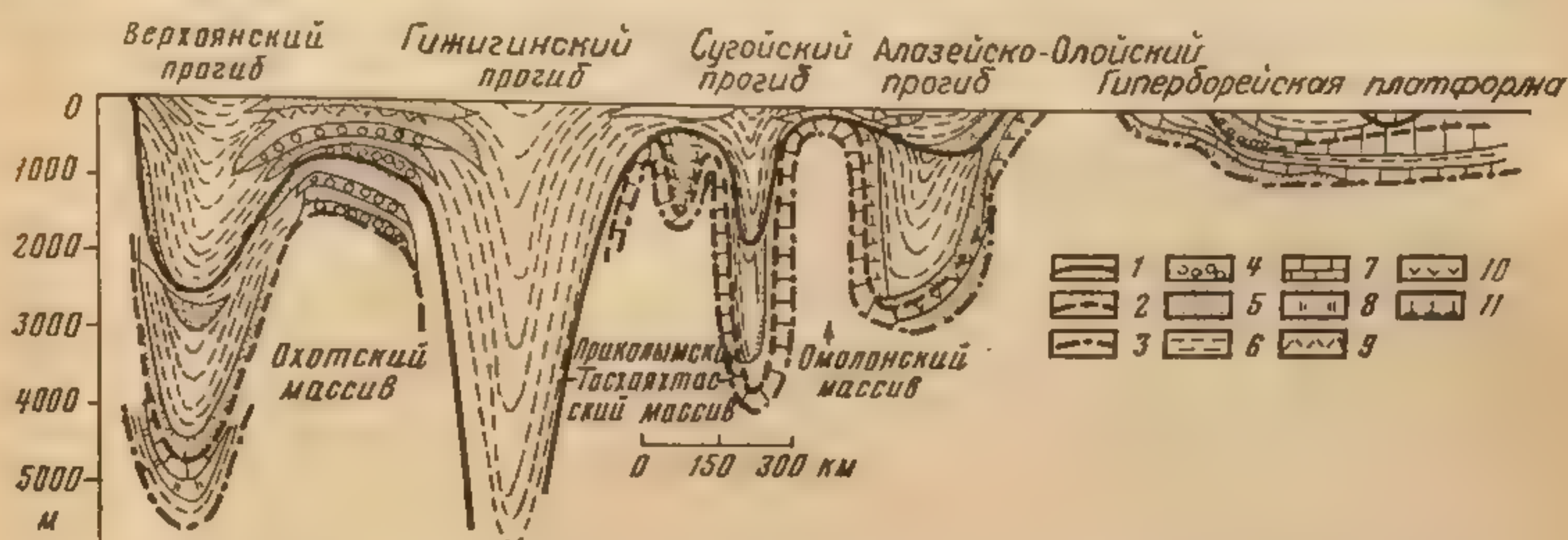


Рис. 87. Схематический палеофациальный профиль Верхояно-Чукотской области по линии: Сеттэ-Дабан — о. Врангеля. По В. И. Устрицкому, 1975:

1 — основание верхней перми; 2 — основание среднего карбона; 3 — основание визейского яруса; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — глинистые сланцы и алевролиты; 7 — известняки; 8 — кремнистые породы; 9—11 — вулканические породы (9 — кислого, 10 — среднего, 11 — основного состава)

сивность прогибания и осадконакопления в уже раньше возникших прогибах возрастает, но вулканическая деятельность в них затихает, и состав отложений становится однообразно терригенным. Одним из позднепалеозойских прогибов — Сугойским — Колымско-Омолонский массив был расчленен на два самостоятельных массива: западный — Колымский и восточный — Омолонский. Усилением прогибания и интенсивности осадконакопления начало позднего палеозоя отмечено также в Верхоянском прогибе.

В позднепалеозойских прогибах Верхояно-Чукотской области состав верхнепалеозойских отложений, отвечающих нижней — палеозойской — части верхоянского комплекса, однообразен. Это толщи различной — части верхоянского комплекса, однообразен. Это толщи различным образом сочетающихся пластов и пачек глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, с редкими прослоями известняков. Среди них в слоях верхней части нижней перми в юго-восточной части области (Гижигинский прогиб) развита толща своеобразных «гальковых аргиллитов» (аргиллитов с рассеянной в них галькой и валунами различных пород), которым некоторые авторы приписывают ледниково-морское происхождение. Преобладающая часть данных отложений — морские образования, заключающие остатки плеченогих, двустворок, мелких фораминифер, в некоторых горизонтах также гониатитов. Но местами среди них присутствуют, по-видимому, и континентальные осадки с



зою. Переход от раннего к позднему палеозою здесь также отмечен возрастанием контрастности осадконакопления и резким (рис. 87). Процесс раздробления Яно-Охотского и Колымско-Омолонского массивов, начавшийся в середине девона, на позднепалеозойском этапе переходит в более спокойную фазу своего развития. Интен-

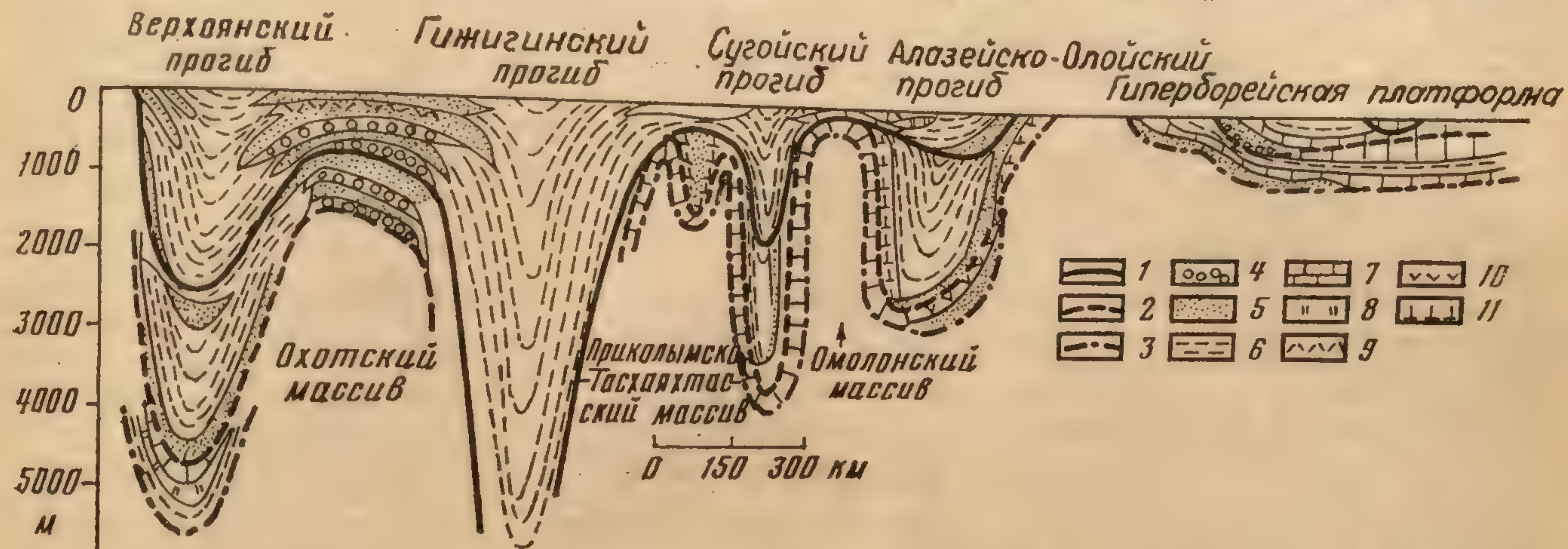


Рис. 87. Схематический палеофациальный профиль Верхояно-Чукотской области по линии: Сеттэ-Дабан — о. Врангеля. По В. И. Устрицкому, 1975:

1 — основание верхней перми; 2 — основание среднего карбона; 3 — основание визейского яруса; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — глинистые сланцы и алевролиты; 7 — известняки; 8 — кремнистые породы; 9—11 — вулканические породы (9 — кислого, 10 — среднего, 11 — основного состава)

сивность прогибания и осадконакопления в уже раньше возникших прогибах возрастает, но вулканическая деятельность в них затихает, и состав отложений становится однообразно терригенным. Одним из позднепалеозойских прогибов — Сугойским — Колымско-Омолонский массив был расчленен на два самостоятельных массива: западный — Колымский и восточный — Омолонский. Усилением прогибания и интрузивной деятельностью осадконакопления начало позднего палеозоя отмечено так-



остатками наземных растений и незначительными прослоями угля. В верхних слоях нижней перми и в верхнепермских слоях широко распространены остатки аркто-антарктических иноцерамоподобных двустворок родов *Kolymia* и *Atomodesma*.

Более пестрый характер и значительно меньшую мощность верхнепалеозойские отложения имеют на разделяющих прогибы массивах — Яно-Охотском, Колымском, Омолонском, где в их составе преобладающую роль играют грубозернистые терригенные породы, известняки, местами также вулканиты (см. рис. 87). В пределах Гиперборейской плиты слои верхнего палеозоя известны лишь в нескольких районах — на побережье Чукотского моря, на о. Врангеля, в хр. Улахан-Сис. Большая западная часть плиты была, вероятно, в позднем палеозое областью денудации. В материковой части плиты верхний палеозой представлен сравнительно маломощными отложениями верхоянского типа. На о. Врангеля известны слои средней части перми — толща переслаивания известняков и темных аргиллитов с остатками колымий и мелких фораминифер, до 150 м мощности, залегающая с размывом и базальным конгломератом в основании на известняках среднего карбона.

Диаметрально противоположным общей тенденции развития Верхояно-Чукотской области было развитие на рубеже раннего и позднего палеозоя и далее на протяжении последнего Тасхаяхтахской складчатой системы. В середине карбона период геосинклинального развития этой системы завершился. Она была охвачена складчатостью и общим воздыманием и превратилась в герцинскую складчатую систему, причленившуюся к западной — колымской — части Колымско-Омолонского массива. В результате образовался, как отмечалось, новый — Колымско-Тасхаяхтахский — срединный массив, отделившийся от восточной, омолонской, части эо-раннепалеозойского Колымско-Омолонского массива вновь образовавшимся позднепалеозойско-мезозойским Сугойским прогибом.



# ГЛАВА VIII. СИНИЙСКАЯ ПАРАПЛАТФОРМА И ОБРАМЛЯЮЩИЕ ЕЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ И ЮГО-ЗАПАДЕ ЯПОНО-ОХОТСКАЯ И ИНДОСИНИЙСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

## ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

### Синийская параплатформа

Область Центральной и Восточной — «Китайской» — Азии, которая будет рассматриваться в дальнейшем в качестве Синийской<sup>1</sup> параплатформы, имеет мозаичное строение (рис. 88). Она включает ряд крупных геоблоков ясно выраженной платформенной структуры — Таримский, Цайдамский, Северо-Китайский, Внутренней Монголии, Сунляо, Ханкайский, Буреинский, Тибетский, Сунпаньский, Южно-Китайский, Катазиатский — и разделяющие эти «платформенные» единицы геосинклинальные складчатые системы (пояса, зоны) различного, преимущественно позднепалеозойского, возраста. Существенную роль в структуре Синийской параплатформы играют выступы ее досинийского фундамента. Частично это элементы внутренней структуры «платформенных» геоблоков параплатформы, частично самостоятельные единицы. Многие из этих выступов — Ось Внутренней Монголии, Алтын-тагский, Лхасский, Цзяннаньский — имеют характер узких протяженных порогов, окаймляющих и разделяющих те или другие элементы параплатформы.

Восточная граница параплатформы проходит, по-видимому, по восточному краю Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей и в пределах окаймляющих последние островных гряд. В состав Синийской параплатформы, ее наиболее восточного Катазиатского геоблока, войдут при этом северо-западная часть острова Хонсю и Кюсю Японского архипелага и западная часть о. Тайвань. Наиболее северо-восточным элементом параплатформы следует считать, по-видимому, Буреинский массив, отделенный от геоблока Сунляо Малохинганской салаирской (?) складчатой зоной.

Покровные образования (чехол) «платформенных» геоблоков Синийской параплатформы отчасти в палеозое, но главным образом в мезозое испытали тектоническую деформацию, местами достаточно интенсивную, которая сопровождалась в ряде случаев внедрением гранитных интрузий и метаморфизмом пород. Это сближает многие «платформенные» участки параплатформы с геосинклинальными складчатостями и обуславливает различное понимание их природы разными авторами. Одни исследователи участки, о которых идет речь, по типу их развития относят к категории платформенных, другие — геосинклинальных, третьи — промежуточных единиц.

В 40—50-х годах нашего века многие советские авторы трактовали территорию, отвечающую примерно Синийской параплатформе, как единую Китайскую платформу, которая лишь в мезозое в результате геосинклинальной переработки ряда ее участков распалась на отдель-

<sup>1</sup> Сина (Sina) — средневековое название Китая.



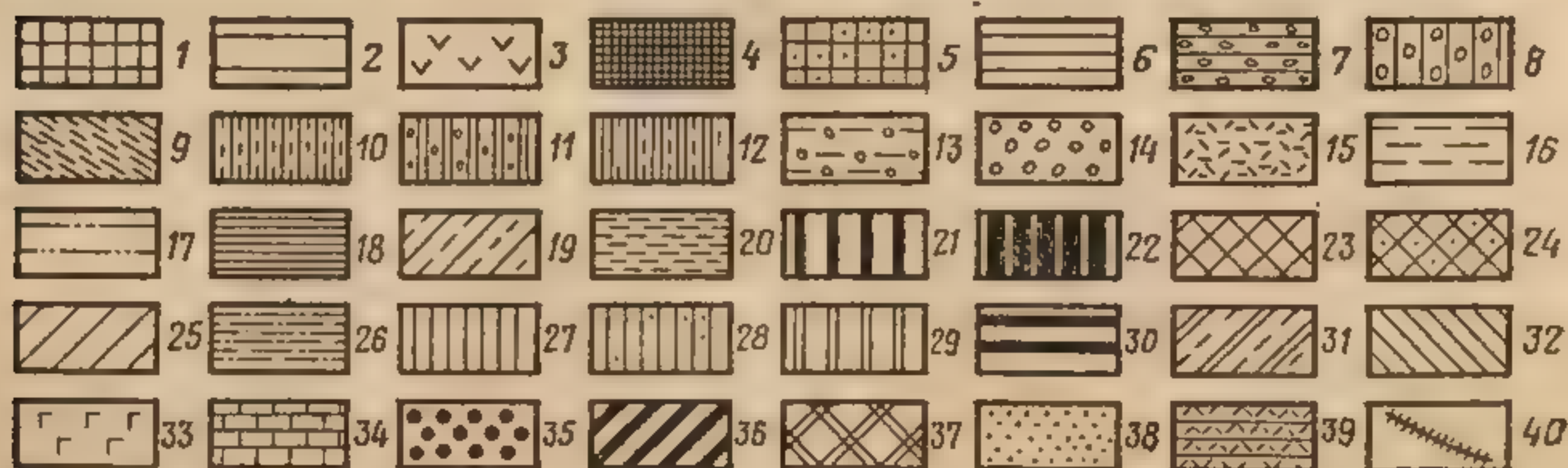
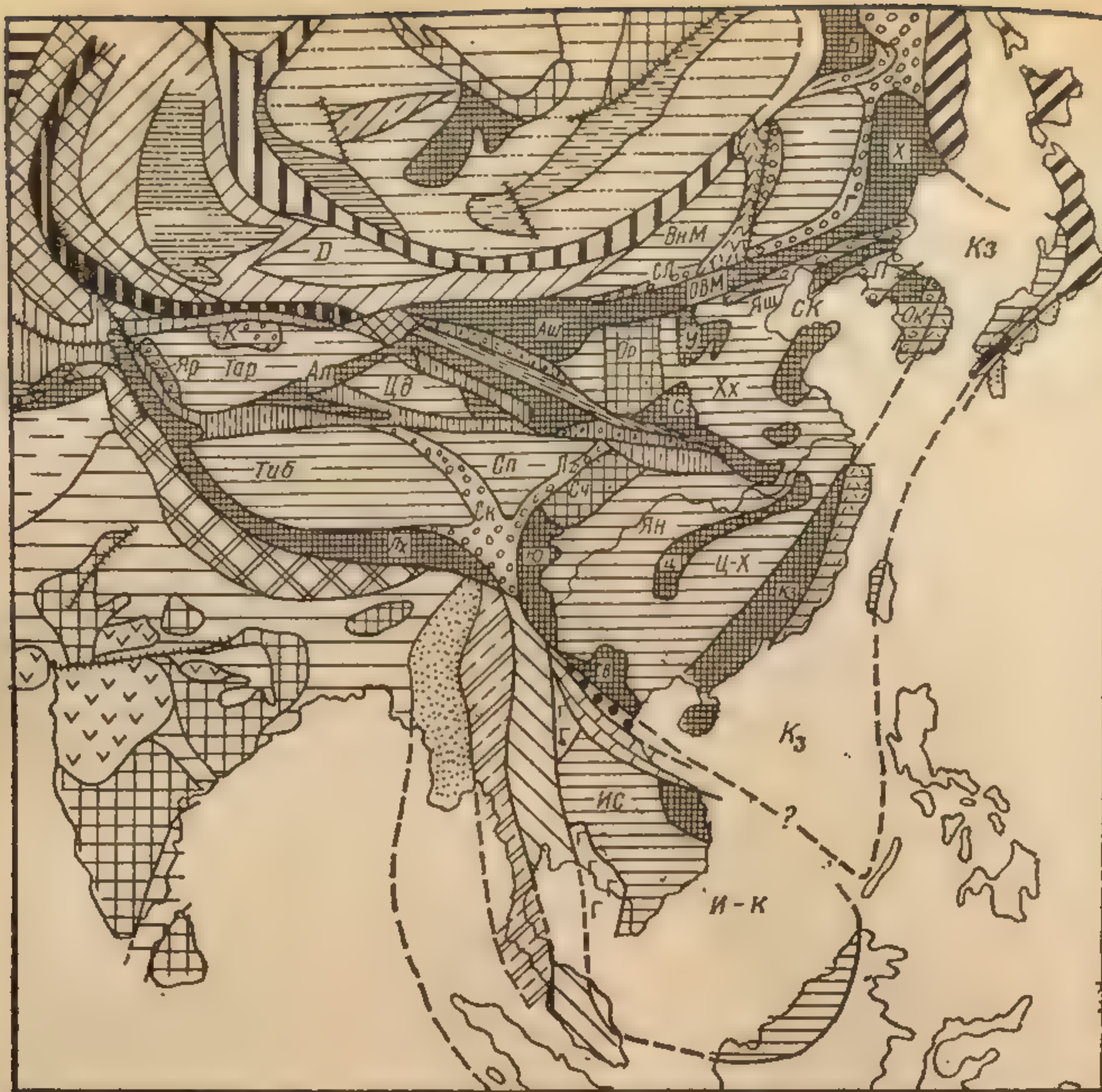


Рис. 88. Схема взаимоотношений основных палеозойских структурно-геологических единиц Центральной и Юго-Восточной Азии.

Древние платформы: 1 — выступы фундамента; 2 — породы чехла; 3 — поле распространения поздне меловых — раннепалеогеновых траппов на Индостанской платформе.

Параплатформы и срединные массивы: 4 — выступы досинийского фундамента (Б — Бурейский, Х — Ханкайский, СК — Сино-Корейский щит, У — Утай, С — Суншань, АШ — Алашань, ОВМ — Ось Внутренней Монголии, Ал — Алтынтаг, Лх — Лхасский, Ю — Юньнаньский, СВ — Северо-Вьетнамский, Ц — Цзяньнаньский); 5 — то же, перекрытие позднепалеозойскими — мезозойскими впадинами (Ор — Ордосский, Сч — Сычуаньский); 6 — слои чехла, местами в различной степени деформированные (Хх — Хэчуайская впадина, Ян — прогиб Янцзы, Ц-Х — Цзянси-Хунаньский прогиб; геоблоки: Тар — Таримский, Цд — Цайдамский, ВнМ — Внутренней Монголии, Сн — Сунляо, Тиб — Тибетский, Сп — Сунпаньский; срединные массивы: Д — Джунгарский, Ис — Индосинийский); 7 — некоторые наиболее глубокие впадины (К — Кучарская, Яр — Яркендская, Яш — Яньшаньская, П — Пхеннамская, Ок — Окчхойская); 8—12 — внутрипараплатформенные складчатые пояса: 8—11 — Наньшань-Циньлинский (8 — зона краевого прогиба Ганьсу, 9 — Северная зона, 10 — Южная зона, 11 — зона Центрального Циньлина), 12 — Куньлуньский; 13 — Малохинганская салаирская складчатая зона; 14 — позднепалеозойские геосинклинальные складчатые зоны (Сл — Солонкерская, Г — Гиринская, Л — Луньшаньская, Ск — Сиканская); 15 — мезозойский вулканический пояс Большого Хингана; 16 — Ирано-Пакистанская плита.

Палеозойские геосинклинальные и геосинклинально-складчатые области, пояса и системы. 17 — 20 — Восточные Урало-Монголиды: 17 — ранние салаириды Алтае-Саяно-Монгольской и Байкальской областей, 18 — поздние салаириды Талицко-Монголо-Алтайской системы, 19 — Западно-Саянская каледонская система, 20 — Монголо-Забайкальская герцинская система; 21 — Иртыш-Саянский герцинский пояс; 22—29 — Центральные Урало-Монголиды: 22 — Казахстано-Северо-Тяньшаньский каледонский пояс (22 — Улутау-Нарынская зона, 23 — Тургайско-Средне-тяньшаньская и Кокчетав-Иссыккульская зоны), 24 — глыбовое поперечное поднятие Бейшаня.



ные массивы (платформы) и складчатые зоны. Тогда же в китайской геологической литературе для обозначения структурно-геологических единиц «Китайской Азии» промежуточного между платформами и геосинклиналями типа широко использовались такие понятия и термины, как «параплатформа», «парагеосинклиналь», «параскладчатая зона», «платформенный антиклинорий», «платформенный синклинорий». В последующие годы появилась тенденция отказа от использования этих понятий и терминов, отчасти, вероятно, из-за разного толкования, отчасти из-за стремления следовать обычной двучленной классификации на платформы и геосинклинальные складчатые области. Это не привело, однако, к необходимой точности и однозначности в понимании структуры «параэлементов» рассматриваемой области. Их своеобразие оставалось не раскрытым, и они условно и субъективно стали причисляться или к платформам, или к геосинклинальным складчатым зонам.

#### «Платформенные» геоблоки Синийской параплатформы

В северо-восточной части Синийской параплатформы, расположенной к северу от складчатых систем Наньшаня и Циньлина, выделяются крупный Северо-Китайский «платформенный» геоблок и ряд более мелких «платформенных» геоблоков — Внутренней Монголии, Сунляо, Ханкайский, Буреинский, — отделенных друг от друга и от Северо-Китайского геоблока неширокими складчатыми зонами.

Значительную часть площади Северо-Китайского геоблока занимают выступы его досинийского фундамента. Они заполняют его восточную (Сино-Корейский щит) и центральную (массивы Утай (Шанси) и Суншаня) части и образуют его северную окраину (Алашаньский массив, Ось Внутренней Монголии). На протяжении большей части палеозоя крупный выступ фундамента — Ордосский — располагался на месте позднепалеозойско-мезозойской Ордосской впадины. Наиболее обширная, но сравнительно слабо погружавшаяся синийско-палеозойская впадина геоблока — Хэхуайская — располагалась в области нижнего течения р. Хуанхэ, между Сино-Корейским щитом на востоке массивами Утай и Суншаня на западе и поднятием Дабешань на юге. Более мелкие, но интенсивнее погружавшиеся впадины — Яньшаньская, Пхенамская, Окчхойская — располагались в северо-восточной части геоблока. Выполнение этих впадин было в мезозое сильно деформировано, а в некоторых из них и метаморфизовано.

Относительно опущенный геоблок Сунляо покрыт мощным чехлом мезокайнозойских отложений, полностью скрывающим его палеозойское и допалеозойское основание. Относительно приподнятый геоблок Внутренней Монголии выполнен, по-видимому, нижнесинийскими и досинийскими образованиями, на которые наложены средне-позднепалеозойские прогибы и впадины. Также относительно приподнятый Ханкайский геоблок представляет, вероятно, раздробленный и подвергшийся воздействию позднепалеозойских и мезозойских гранитных интрузий выступ Северо-Китайского геоблока. В районе оз. Ханка на нем сохранился чехол слабо деформированных синийских и кембрийских слоев.

25—26 — Казахстано-Джунгарский геоблок (25 — каледониды периферических зон, 26 — герциниды центральной зоны), 27—29 — Южно-Тяньшаньско-Кокшаальский складчатый пояс (27 — Южно-Тяньшаньская, 28 — Кокшаальская, 29 — Таджикская системы); 30 — Западные Урало-Монголиды, Уральская складчатая система; 31—35 — Индосинийская геосинклинальная складчатая область: 31 — Шанско-Тенассеримская, 32 — Юньнань-Малайская, 33 — Лаосско-Кампучийская, 34 — Лаосско-Вьетнамская; 35 — Северо-Вьетнамская зона; 36 — Японо-Охотская геосинклинальная складчатая область; 37 — Каракорум-Гималайская система; 38 — Западно-Бирманская и Восточно-Японская кайнозойские системы; 39 — Катазиатский вулканический пояс; 40 — некоторые разломы. Кз — Катазиатский геоблок



Сходный характер имеет Буреинский массив, почти целиком сложенный телами палеозойских гранитов.

Второй ряд «платформенных» геоблоков Синийской параплатформы, расположенных между Наньшанем и Куньлуном, образуют Таримский и Цайдамский геоблоки, разделенные лишь выступом досинийских пород Алтынтага и принадлежащие, возможно, к одной — Таримско-Цайдамской — «платформенной» единице. Палеозойские и синийские образования Таримского геоблока выступают на поверхность у его северного и юго-западного краев. На северо-западе они слагают систему моноклинальных Кельпинских кражей, на восточном продолжении которых располагается вытянутая вдоль северного края геоблока глубокая мезокайнозойская Кучарская впадина. Еще восточнее синийско-нижнепалеозойские слои выступают в горном районе Курук-Тага. Подобная Кучарской Яркендская впадина вытянута вдоль юго-западного края Таримского геоблока. Вдоль ее юго-западного, прикуньлуньского, борта имеются горстообразные выступы палеозойских пород, подстилающих, вероятно, и слои мезокайнозоя самой Яркендской впадины.

К югу от Куньлуна располагаются Тибетский, Сунпаньский и Южно-Китайский «платформенные» геоблоки. Первые два из них относятся к наиболее слабо изученным областям «Китайской Азии». В их пределах развит, по-видимому, достаточно мощный, местами сильно деформированный чехол верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Вдоль южного края Тибетского геоблока прослеживается узкий горстообразный Лхасский выступ (порог) досинийских (?) пород, отделяющий Тибетский геоблок и параплатформу от Гималайско-Альпийского пояса.

Границы Южно-Китайского геоблока из-за проявления на юго-востоке Китая каледонских движений понимаются различно — то бо́льшая, то меньшая часть юго-восточного Китая рассматривается при этом как зона каледонской складчатости. В принятой нами схеме (см. рис. 88) каледониды в данном районе не выделяются. Северо-западная часть юго-восточного Китая — Цзянси-Хунаньский «синклинорий» — оставлена в составе Южно-Китайского геоблока, а юго-восточная — Катазиатский «антиклинорий» — включена в состав самостоятельного Катазиатского «платформенного» геоблока. В составе Южно-Китайского геоблока выделяются Юньнаньский и Северо-Вьетнамский краевые и Цзаннаньский внутренний выступы фундамента и разделенные последним крупные палеозойские прогибы («синклинии»): прогиб Янцзы со слабо деформированным чехлом и Цзянси-Хунаньский прогиб, претерпевший довольно сильную каледонскую и повторно слабую индосинийскую (позднетриасовую) складчатость. На северо-восточном продолжении Юньнаньского выступа располагается позднепалеозойско-мезозойская Сычуаньская впадина, подобная Ордосской впадине Северо-Китайского геоблока. Как и последняя, Сычуаньская впадина представляла в допермское время выступ фундамента, сливавшегося, возможно, на юго-западе с Юньнаньским.

Катазиатский, наиболее восточный, «платформенный» геоблок параплатформы включает Катазиатский массив («антиклинорий») на юго-востоке Китая, юго-восточный край Корейского полуострова, юго-западную часть островов Хонсю и Кюсю Японии и западный край о. Тайвань. Бо́льшая часть данного геоблока покрыта водами Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей. Катазиатский массив, являющийся наиболее крупным материковым элементом Катазиатского геоблока, рассматривается обычно или как элемент Южно-



Китайского геоблока, или как зона каледонской складчатости. Однако в синии, кембрии и ордовике Катазиатский массив, как и Катазиатская область суши; не было, очевидно, в его пределах на каледонском этапе и геосинклинального прогиба. Начало его погружения относится к середине силура, интенсивное же раздробление, сопровождавшееся вулканической деятельностью и внедрением интрузий, он испытал лишь в мезозое.

#### Внутриплатформенные складчатые пояса и зоны

Среди геосинклинальных складчатых единиц, разделяющих «платформенные» геоблоки Синийской параплатформы, выделяются два протяженных складчатых пояса — Наньшань-Циньлинский и Куньлуньский — и несколько небольших преимущественно позднепалеозойских складчатых систем.

**Наньшань-Циньлинский пояс**, образованный складчатыми системами Наньшаня и Циньлина, разделенными молодой депрессией среднего течения р. Хуанхэ, продолжается к востоку Казахстано-Северо-Тяньшаньский пояс Урало-Монголид. От последнего он отделяется выходами досинийских пород Бейшаня, слагающими высоко приподнятый на данном участке блок его основания. В Наньшане с северо-востока на юго-запад выделяются: 1) зона краевого прогиба («коридора») Ганьсу (Хэси); 2) северная зона, аналог Улутау-Нарынской зоны Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса; 3) центральная зона, представляющая горстообразный выступ досинийских пород, слабо затронутый палеозойской складчатостью; 4) южная зона, являющаяся, возможно, восточным продолжением Кокшаальской складчатой системы. Северная и южная зоны Наньшаня прослеживаются дальше на юго-восток, в Циньлин. На центральную зону пояса в Циньлине косо наложена позднепалеозойская складчатая зона Центрального Циньлина. Отвечающие центральной зоне Наньшаня досинийские породы выступают восточнее, в массиве Дабешаня, наиболее восточном элементе Циньлина. Зона краевого прогиба в Циньлине не выделяется.

В **Куньлуньском поясе** различаются Западный Куньлунь северо-восточно — юго-западного простирания и Центральный и Восточный Куньлунь широтного простирания. В строении лучше изученного Западного Куньлуня существенную роль играют выступы досинийских пород, слабо затронутых палеозойской деформацией. Палеозой развит здесь в сравнительно узкой зоне, пограничной с Таримским геоблоком, и имеет сходный с палеозоем последнего характер. Чрезвычайно слабо изученный Центральный и Восточный Куньлунь в основном сложен, по-видимому, толщами умеренно складчатых слоев верхнего палеозоя (среднего девона — карбона), несогласно залегающими на досинийском основании. В состав Синийской параплатформы входят также несколько узких и не очень протяженных позднепалеозойских геосинклинальных складчатых зон. Одна из них протягивается вдоль северного края Оси Внутренней Монголии и западного края Ханкайского массива, отделяя последний и Северо-Китайский геоблок от геоблоков Внутренней Монголии и Сунляо. У своего западного окончания эта зона получила название **Солонкерской**, а в своей восточной части — **Гиринской**. Характерно участие в ее строении всего комплекса морских верхнепалеозойских отложений, вплоть до верхнепермских. Вторая подобная зона, являющаяся, возможно, ответвлением предыдущей, намечается вдоль западного края геоблока Сунляо. С запада эта зона ог-



раничена крупным разрывом и примыкающим к нему поясом мезозойских вулканических пород Большого Хингана. Третья подобная (?) зона — **Луншаньская** — окаймляет с северо-запада **Южно-Китайский геоблок** (Сычуаньскую впадину, в палеозое — **Сычуаньский массив**), отделяя его от **Сунпаньского геоблока**. По-видимому, подобный характер имеет слабо изученная **Сиканская складчатая зона**. Ее основной складчатый комплекс включает слои верхнего палеозоя и триаса, подвергшиеся смятию в конце триаса в эпоху индосинийской складчатости. На юге Сиканская складчатая зона сжата выступами досинийских пород — **Юньнаньским** с востока и **Лхасским** с запада и представляет систему узких ограниченных разрывами горсто- и грабенообразных блоков меридионального простирания, по которым в тесных ущельях проложили себе путь реки Менам, Меконг и Янцзы.

### **Японо-Охотская и Индосинийская складчатые области**

На северо-востоке Синийская параплатформа ограничена геосинклинальной складчатой областью, которая может быть названа **Японо-Охотской**. Общий характер ее структуры — положение границ и взаимоотношение составляющих ее структурно-геологических единиц (складчатых систем) — остается пока во многом неясным, и мы его касаться не будем. Геосинклинальная стадия развития различных участков Японо-Охотской области завершилась в различные эпохи мезозоя. Начало этой стадии повсеместно приходится в данной области на середину палеозоя, в интервале от конца ордовика до начала девона, и возможно, что в синии и раннем палеозое ее развитие протекало сходно с таковым Катазиатского геоблока и что в этот отрезок времени она составляла с последним одно целое.

Палеозойские образования Японо-Охотской области выступают на поверхность в четырех антиклинорных поднятиях: **Джагдинско-Шантарском**, **Центрального Сихотэ-Алиня**, **Китаками**, **Восточно-Сахалинском**, принадлежащих четырем самостоятельным (?) складчатым системам. Первая из них — **Джагдинско-Шантарская** — рассматривается рядом авторов в качестве наиболее восточного звена **Алтае-Саяно-Монгольского пояса Восточных Урало-Монголид**, противопоставляясь тем самым трем другим.

На юго-востоке параплатформа ограничена с юго-запада **Индосинийской** складчатой областью, геосинклинальное развитие которой завершилось в конце триаса (в предэртское или преднорийское время) индосинийской складчатостью. В составе данной области выделяются три основные единицы: **Западные**, **Центральные** и **Восточные Индосиниды**.

**Западные Индосиниды** образуют равномерно широкий (около 400 км) протяженный (свыше 2000 км) меридионально вытянутый **Бирмано-Малайский пояс**, который на севере, в районе **Юньнань-Лхасского** сжатия, смыкается с внутрипараплатформенным **Сиканским** складчатым поясом, а на юге — с **Бирмано-Индонезийской альпийской** складчатой областью. В составе **Бирмано-Малайского пояса** выделяются западная — **Шанско-Тенассеримская** и восточная — **Юньнань-Малайская** зоны, первая из которых является, возможно, южным продолжением **Лхасского** выступа фундамента **Тибетского геоблока** параплатформы. В ее строении существенную роль играют складчатые терригенные толщи верхнего протерозоя, налегающие в северной части зоны на более древние толщи докембрия и перекрывающиеся с небольшим (?) несогласием карбонатными, в основном слабоскладчатыми слоями палео-



зоя (верхнего кембрия?, ордовика — перми) — нижнего триаса. Возможно, что Шанско-Тенассеримская зона, подобно Западному Уралу, представляет зону байкальской складчатости, прошедшей после ранне-среднекембрийского перерыва еще одну — палеозойско-триасовую — стадию погружения, завершившуюся в середине триаса индосинийской складчатостью. Складчатый геосинклинальный комплекс Юньнань-Малайской зоны сложен в основном смятыми в эпоху индосинийской складчатости слоями среднего и верхнего палеозоя (девона — перми) и триаса.

Центральные Индосиниды состоят из трех основных элементов: западной — Лаосско-Кампучийской и восточной — Лаосско-Вьетнамской складчатых зон и разделяющего их Индосинийского срединного массива. Упомянутые складчатые зоны сложены слоями ордовика — нижнего карбона, смятыми и прорванными гранитными интрузиями в середине карбона, в эпоху герцинской складчатости. В позднем палеозое и триасе геосинклинальные условия здесь отчасти восстановились. Полное их отмирание произошло в конце триаса, в эпоху индосинийской складчатости. В целом, однако, уже со второй половины карбона в рассматриваемых зонах устанавливается квазиплатформенный режим развития.

Индосинийский срединный массив, являющийся, возможно, лишь северной частью более обширного Индосинийско-Калимантанского массива, по структуре и истории развития близок к Колымско-Омолонскому массиву Верхояно-Чукотской области. Некоторые геологи считают, что в состав фундамента Индосинийского массива входят складчатые и метаморфизованные слои нижнего палеозоя и что, следовательно, данный массив эпикаледонский. К нижнему палеозою относят при этом немую осадочно-вулканогенную серию Далат, распространенную в южной части массива. Однако в той же части массива имеются выходы спокойно лежащих слоев среднего кембрия, относящихся уже к чехлу массива и указывающих на докембрийский возраст его фундамента и входящей в состав последнего серии Далат. В начале девона массив испытал, по-видимому, раздробление и частичное погружение, и с этого времени в его пределах началось формирование различных покровных образований, впоследствии, в эпохи герцинской и индосинийской складчатости, интенсивно деформированных. В юре в северо-западной части массива образовалась обширная Коратская впадина, заполнившаяся толщами в основном континентальных слоев юры и мела.

Восточные Индосиниды, образующие Северо-Вьетнамскую складчатую зону, представляют, по-видимому, переработанный, разбитый продольными разломами на отдельные узкие блоки и пронизанный различными интрузиями (от гранитов до гипербазитов) краевой участок Южно-Китайского геоблока. Основная деформация, как и в других районах Индосинийской области, имела здесь место в конце триаса, в эпоху индосинийской складчатости. Особое место в составе Восточных Индосинид занимает шовная зона р. Черной, вытянутая вдоль границы с Южно-Китайским геоблоком, которая была охвачена интенсивным погружением в триасе, в конце индосинийского цикла ее развития, запечатленным в значительной мощности триасовых отложений и в их сравнительно сильной тектонической деформации.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В позднепротерозойско-палеозойском развитии Синийской платформы выделяются два четко обособленных крупных цикла по-



гружения и осадконакопления: синийско-раннепалеозойский (синий — средний ордовик) и среднепозднепалеозойско-триасовый (девон — триас), разделенные ранне-среднепалеозойской эпохой поднятия, регрессии и перерыва в осадконакоплении. Общая продолжительность последней, так же как ее начало и конец, в разных областях параплатформы были различными. К северу от Оси Внутренней Монголии регрессия началась, по-видимому, уже в конце кембрия; в пределах Северо-Китайского геоблока — с позднего ордовика; на территории Южно-Китайского геоблока — лишь во второй половине силура. Таким образом, в данной части параплатформы с севера на юг начало ранне-среднепалеозойской регрессии становится все более поздним, а общая ее продолжительность сокращается. Синийско-раннепалеозойским погружением не была охвачена лишь восточная окраина параплатформы — Катазиатский геоблок. В противоположность остальной территории параплатформы погружение Катазиатского геоблока началось в эпоху основного для параплатформы ранне-среднепалеозойского перерыва: на юге (Катазиатский массив) — в позднем ордовике, на севере (Япония) — в середине силура.

Наиболее поздним начало поздне-среднепалеозойско-триасового цикла погружения параплатформы было в области Северо-Китайского геоблока. Погружение, отвечающее данному циклу, начало развиваться здесь лишь в середине карбона, а сам этот цикл — позднепалеозойско-триасовый — был адекватен индосинийскому циклу развития Индосинийской складчатой области. Обычно этому «индосинийскому» циклу предшествовал на параплатформе сокращенный (средний девон, местами ранний девон — ранний карбон) герцинский цикл, не отделявшийся заметным образом от «индосинийского» и составлявший вместе с последним поздне-среднепалеозойско-триасовый цикл. В отличие от синийско-раннепалеозойского цикла ни поздне-среднепалеозойское, ни позднепалеозойско-триасовое погружения не привели к широкой трансгрессии моря. За исключением Южно-Китайского и Катазиатского геоблоков, отложения позднепалеозойско-триасового цикла осадконакопления представлены на территории параплатформы преимущественно континентальными образованиями.

Палеозойское развитие обрамляющих Синийскую параплатформу на северо-востоке складчатых систем Японо-Охотской области было близко, по-видимому, к таковому Катазиатского геоблока. Как и область последнего, территория этих складчатых систем в синии и раннем палеозое оставалась приподнятой и составляла, возможно, с Катазиатским геоблоком одно структурное целое. В новый — геосинклинальный — этап развития Японо-Охотская область вступила на протяжении силура. Несмотря на проявления местами в различные эпохи карбона и перми герцинской складчатости, геосинклинальное погружение не прекращалось в ее пределах до конца палеозоя и продолжалось без существенного перерыва и в дальнейшем, завершившись лишь в мезозое той или другой в различных регионах фазой мезозойской складчатости. По отношению к Японо-Охотской складчатой области можно говорить, следовательно, об едином поздне-среднепалеозойско-мезозойском этапе геосинклинального развития, сменившим в данной области длительный синийско-раннепалеозойский этап стабильного состояния с преобладающей тенденцией к воздыманию.

Палеозойское развитие Индосинийской складчатой области в разных ее частях протекало различно. У Восточных Индосинид оно было сходным с развитием Южно-Китайского геоблока и характеризовалось на протяжении синия, палеозоя и триаса преобладающей тенден-



цией погружения, которая лишь в конце триаса, в эпоху индосинийской складчатости, сменилась общей тенденцией воздымания. В складчатых зонах Центральных Индосинид отчетливо проявился удлиненный среднепалеозойский этап геосинклинального погружения, начавшийся в ордовике и завершившийся в середине карбона герцинской складчатостью. Характер синийско-кембрийского развития складчатых зон Центральных Индосинид остается неясным, но, по-видимому, на этом более раннем этапе территория рассматриваемых зон значительного погружения не испытала. В позднем палеозое — триасе зоны, о которых идет речь, прошли новый — индосинийский — цикл погружения, завершившийся в конце триаса индосинийской складчатостью. Но этот «геосинклинальный» цикл проявился здесь уже не повсеместно, в сильно ослабленной форме и имел скорее квазиplatformенный, чем геосинклинальный, характер. Сходный ряд событий устанавливается и в пределах Индосинийского срединного массива. Но среднепалеозойское погружение началось здесь, по-видимому, лишь с начала девона. Оно завершилось в середине карбона поднятием срединного массива и деформацией слоев девона — нижнего карбона, имевшей здесь не геосинклинальный, а квазиplatformенный характер.

Палеозойское развитие Западных Индосинид в западной — Шанско-Тенассеримской — и в восточной — Юньнань-Малайской — зонах было различным. В Шанско-Тенассеримской зоне проявился, по-видимому, позднепротерозойский цикл геосинклинального погружения, завершившийся на рубеже протерозоя и кембрия байкальской складчатостью. После эпохи воздымания и денудации, охватившей почти весь кембрийский период, для данной зоны наступил новый этап погружения, продолжавшийся с перерывами до раннего триаса включительно. Однако погружение на этом этапе не отличалось большой интенсивностью. Не отличалась большой интенсивностью и завершившая данный этап индосинийская складчатость, почти не выраженная в северной (Шанской) части зоны и проявившаяся достаточно активно лишь в ее южной (Тенассеримской) части. В Юньнань-Малайской зоне хорошо выражен девонско-триасовый (среднепалеозойско-индосинийский) цикл геосинклинального развития, завершившийся в конце триаса индосинийской складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитных интрузий. Характер додевонского развития данной зоны остается неясным, но, по-видимому, ее погружение в первую половину палеозоя, если оно вообще имело место, было умеренным и частичным.

## СИНИЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

### Синийская параплатформа

По характеру палеозойского развития и палеозойских отложений Синийская параплатформа может быть разделена на три части: северную, ограниченную на юге Куньлуном и Циньлинем; южную, лежащую к югу от Куньлуна и Циньлина; восточную, включающую Катазиатский геоблок. В пределах последнего рассматриваемый этап был в целом эпохой воздымания и денудации, и в данном разделе он рассматриваться не будет.

### Северная часть параплатформы

В пределах основного элемента северной части параплатформы — Северо-Китайского геоблока — нижнюю, главную, часть его чехла составляет комплекс слоев синия, кембрия и нижнего и среднего (?) ордови-



ка. Слои верхнего ордовика, силура, девона и нижнего карбона здесь не известны: им отвечает период поднятия и денудации, разделяющий синийско-раннепалеозойский и позднепалеозойский этапы развития геоблока.

Синий, в его первоначальном (Рихтгофен, 1877) регионально-стратиграфическом понимании, включал как докембрийские, так и раннепалеозойские образования чехла Северо-Китайского геоблока, составляющие, по представлению Рихтгофена, единый естественный комплекс слоев, широко распространенный в пределах Северного Китая и наиболее для него характерный. Впоследствии (Грэбо, 1922), с накоплением более точных палеонтологических данных о границах кембрия и ордовика, термин «синий» получил хронологический смысл и стал пониматься как отложения, занимающие по возрасту промежуточное положение между кембрием и протерозоем и образующие нижнюю систему палеозоя. В этом более узком и уже хронологическом смысле синий стал выделяться (особенно активно в 40—50-х годах нашего века) не только в Северном Китае, но и во всех других платформенных и геосинклинальных областях мира. Однако основанием для отнесения каких-либо отложений к синию и одновременно «синийской системы» к палеозою помимо докембрийского возраста данных отложений оставался их «палеозойский облик», что продолжало вносить в понятие «синий» значительную долю неопределенности. К настоящему времени термин «синий» снова приобрел регионально-стратиграфический смысл, но более узкий, чем первоначально: к синию относят верхнепротерозойские отложения Китая, имеющие «палеозойский облик» и тесно связанные с вышележащими слоями нижнего кембрия, на основании чего многие китайские геологи до сих пор рассматривают синий в качестве нижней системы палеозоя.

С наибольшей детальностью синийско-раннепалеозойские отложения Северо-Китайского геоблока изучены в окрестностях Пекина, в пределах протянувшейся в восточно — северо-восточном направлении к северу от Пекина *Яньшаньской складчатой системы*, возникшей во второй половине мезозоя на месте прогибов синийско-раннепалеозойского времени. Разрез синия Яньшаня четко стратифицирован, выделяется своей полнотой и считается типичным (опорным) для синийских отложений Китая.

Синий — нижний палеозой пекинского разреза образует в целом крупный сложно построенный осадочный комплекс (осадочный мега-цикл), нижняя часть которого складывается в основном кварцитами, верхняя (средний кембрий — ордовик) — известняками, средняя — переслаиванием известняков и глинистых сланцев (рис. 89). Этот мега-цикл распадается на ряд более мелких осадочных циклов, каждый из которых начинается терригенными образованиями (кварцитами, сланцами) и заканчивается карбонатными, разделяясь, как правило, границами размыва. Синийская часть этого разреза разными исследователями расчленяется по-разному. Одна из схем подобного расчленения, наиболее распространенная, представлена на рис. 89, А. По этой схеме нижний, наиболее мощный, осадочный цикл образует нижний синий; следующие два — средний синий; четвертый цикл — верхний синий. По имеющимся радиометрическим данным нижняя граница синия датируется 1000—1100 млн. лет и отвечает нижней границе верхнего рифея Урала. Нижняя граница верхнего синия ориентировочно сопоставляется обычно с границей рифея и венда.

Верхний, пятый, цикл охватывает палеонтологически охарактеризованные отложения кембрия и ордовика, самые нижние слои кото-



рых (сланцы Маньтоу) заключают остатки трилобитов эндемичного восточноазиатского рода *Redlichia*. Точная хронологическая приуроченность последнего не вполне ясна, но считается, что он характеризует отложения верхней части нижнего кембрия (ленский ярус). Достоверные указания на находки кембрийских ископаемых в нижележащих слоях верхнего синия (известняки Цзинэрюй и сланцы Сямалин), по-видимому, отсутствуют, и возраст их трактуется различно: одни китайские (и не китайские) геологи относят их к протерозою (венду), другие — к нижней части нижнего кембрия.

Характерным компонентом рассматриваемых отложений являются горизонты глинистых сланцев — от сланцев Чуанлингоу, разделяющих кварциты Чанчэн и Дахунъюй, внизу до сланцев Маньтоу нижнего кембрия вверху. Из пяти горизонтов сланцев, о которых идет речь, три — сланцы Чуанлингоу, Хуншуйчжуан и Сямалин — литологически сходны. Это в основном темные до черных, углистые, реже зеленоватые песчанистые тонкослоистые глинистые породы с прослоями песчаников и кварцитов. Наиболее углисты сланцы нижнего горизонта (Чуанлингоу). Сланцы Хуншуйчжуан и Сямалин менее углистые, более светлые. Для сланцев Сямалин характерны прослои оолитовых железняков и железистых песчаников. Другой характер имеют красные сланцы Янчжуан, разделяющие карбонатные толщи Гаюйчжуан и Умишань. Это мясо-красные известковистые толстослоистые однородные по составу аргиллиты, но тонкополосчатые и пятнистые благодаря присутствию мелких белых пятен и тонких белых полос. Нижнекембрийские сланцы Маньтоу близки к сланцам Сямалин и Хуншуйчжуан, но выделяются фиолетовой, фиолетово-красной, реже зеленой окраской. В них встречаются псевдоморфозы по каменной соли. Характерна обогащенность верхних горизонтов сланцев Хуншуйчжуан, Сямалин и Маньтоу рудными компонентами осадочного происхождения — железом, марганцем, медью, фосфором (рис. 89, Б), которая подчеркивает сходство условий образования данных сланцевых толщ.

Нижние карбонатные толщи (Гаюйчжуан и Умишань) сложены в основном доломитами, обычно кремнистыми с прослоями кремней. Выше по разрезу (толщи Телин, Цзинэрюй, средний кембрий — ордовик) развиты преимущественно известняки. В известняках и доломитах встречаются строматолиты, часто обильные. Для кембрийской части разреза характерны крупнооолитовые разности известняков. Базальные кварциты Чанчэн и Дахунъюй нижнего синия массивные или косослоистые желтоватые, коричневатые, иногда беловатые. В кварцитах Чанчэн обычны линзовидные прослои конгломерата из гальки кварцита и различных метаморфических и изверженных пород. Кварцитам Дахунъюй подчинены местами покровы темно-красных андезитовых лав.

В пекинском разрезе, который отражает условия центральной части синийско-раннепалеозойского бассейна Северо-Китайского геоблока, все члены разреза залегают согласно, и, хотя между отложениями отдельных циклов и отмечаются размывы, они были, по-видимому, непрерывными и в целом осадконакопление протекало здесь почти непрерывно. Но в периферических районах того же бассейна, особенно вблизи выступов досинийского фундамента и во впадинах внутри этих выступов, в разрезе синия — нижнего палеозоя наблюдаются крупные перерывы, несогласия, выпадение тех или других горизонтов, значительные колебания мощности отдельных членов разреза. Так, к западу от Пекина, в северо-западной части провинции Хэбэй (см. рис. 89, Б), на расстоянии 100—150 км базальные кварциты и сланцы синия почти полностью выклиниваются, вследствие чего общая мощность разреза со-



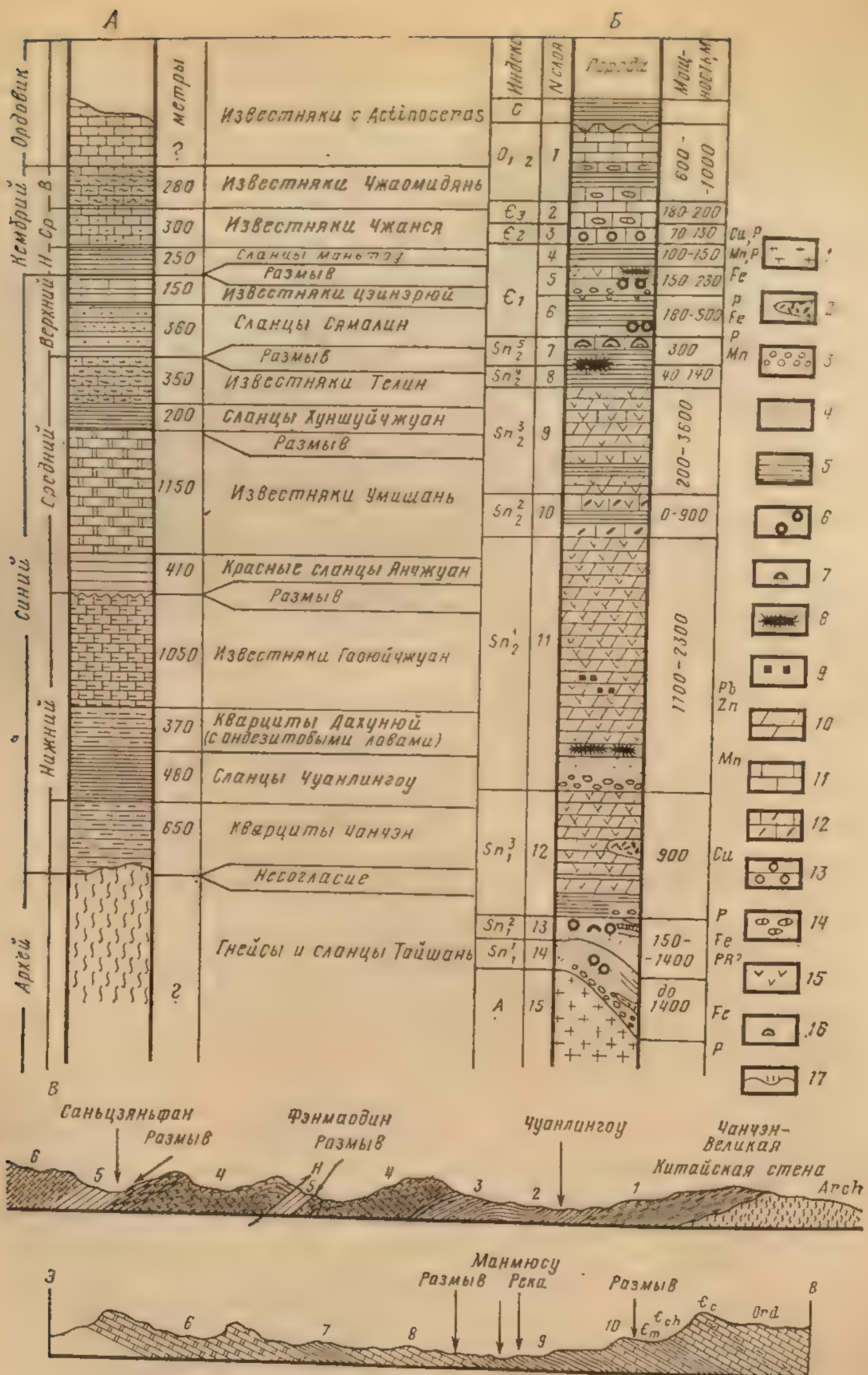


Рис. 89. Разрезы синийских и раннепалеозойских отложений.

А — Яньшаньская складчатая система к северо-востоку от Пекина («Древнейшие породы Китая», 1962).

Б — Северная часть провинции Хэбэй к западу от Пекина. По Г. И. Бушинскому, 1966:

1 — граниты и гнейсы, 2 — андезиты, 3 — конгломерат из галек силикатных пород, 4 — песчаники (кварциты), 5 — глинистые сланцы, 6 — оолитовые железняки, 7 — водоросли гематитовые, 8 — марганцевые слои, 9 — галенит и сфалерит, 10 — доломиты, 11 — известняки, 12 — известняки и доломиты, 13 — известняки оолитовые, 14 — конгломераты известняковые, 15 — кремнистость, 16 — водоросли известковые, 17 — глиноземные породы; Р — фосфатопоявления, Fe — гематит, М — марганцевые слои, Рb, Zn — галенит и сфалерит, Си — рудопроявления меди с баритом.

Обозначения свит на колонке: 2 — Чжаомидянь, 3 — Чжанся, 4 — Маньтоу, 5 — Цзиньэрюй,



Севернее синийско-кембрийские отложения известны в южной части Ханкайского массива, в районе оз. Ханка. Их синийская часть сходна с синием Пхённамской впадины. Нижний и средний кембрий представлен карбонатными породами, в основании которых развит местами маломощный (200—300 м) железорудный горизонт джеспилитового типа — сланцев и чередующихся слоев магнетитовых и безрудных кварцитов, — являющихся вероятным стратиграфическим аналогом базальных слоев серии Яндык Пхённамской впадины и сланцев Маньтоу пекинского разреза.

Сходный состав имеют синийско-нижекембрийские (?) отложения Малохинганской складчатой зоны. Железорудный (джеспилитовый) горизонт в основании кембрия (?) достигает здесь значительной мощности и включает промышленные месторождения железных руд.

Существенное значение для понимания характера развития Северо-Китайского геоблока в синийско-раннепалеозойское время имеют отложения синия, принимающие участие в складчатой структуре массива Утай и расположенного южнее массива Суншаня (см. рис. 88). Отложения, о которых идет речь, в массиве Утай выделяются в систему Хуто, а в массиве Суншаня — в серию Уфошань. Слои системы Хуто довольно интенсивно складчаты и метаморфизованы, слои серии Уфошань складчатостью и метаморфизмом затронуты слабо. Система Хуто складывается из нижней трехчленно построенной конгломерато-кварцитовой свиты: толщи базальных конгломератов, возможно ледникового происхождения, (1000—2000 м); толщи аспидных, местами графитистых сланцев (50—300 м), в средней части; толщи кварцитов (300—1000 м) вверху и верхней известково-доломитовой свиты, связанной через пачку аспидных сланцев постепенным переходом с нижней свитой и заключающей местами в средней части пачку красных сланцев с прослоями известняков общей мощностью 1500—3000 м. Аналогичный состав и строение имеет серия Уфошань. Но ее общая мощность значительно меньше (800—900 м), и в составе ее верхней свиты большую роль играют нижние («переходные») сланцы.

И система Хуто, и серия Уфошань несогласно кроются маломощной (до 200—300 м) толщей слоев бесспорного синия, состоящей из базальных кварцитов и конгломератов и вышележащих кремнистых известняков, фациально замещающих друг друга. Китайские геологи сопоставляют обычно эти слои с верхним синием пекинского разреза. Выше согласно залегают слои кембрия — ордовика обычного для Северного Китая типа, начинающиеся сланцами Маньтоу.

Серия Уфошань и в особенности система Хуто почти в точности повторяют состав и строение нижнего и (система Хуто) нижней части среднего синия пекинского разреза. Это сходство давно уже привело к выводу о стратиграфической эквивалентности системы Хуто и серии Уфошань, с одной стороны, и нижнего и нижней части среднего синия пекинского разреза — с другой. Но в последнее время многие геологи стали относить систему Хуто и серию Уфошань к досинийским образованиям, руководствуясь соображениями двоякого рода: во-первых, представлением о синии как об образованиях платформенного типа, не складчатых или слабоскладчатых и не метаморфизованных; во-вторых, сопоставлением системы Хуто с досинийской системой Ляохе Ляодунского полуострова, возраст которой (1800—1900 млн. лет) датирован радиометрически. Однако слои синия Яньшаньского прогиба и Пхённамской впадины не менее дислоцированы, чем серия Уфошань, а синий Пхённамской впадины не менее метаморфизован, чем породы системы Хуто. В районе массива Утай в нижнем синии



была, вероятно, впадина, погружение которой, завершившееся складчатостью и метаморфизмом, закончилось до наступления позднесинийской эпохи. Сопоставление же систем Хуто и Ляохе вообще проблематично.

Таким образом, на основе имеющихся данных система Хуто и серия Уфошань должны сопоставляться с нижним синием и с нижней частью среднего синия пекинского разреза. Их своеобразие (складчатость, метаморфизм) говорит лишь о том, что в раннем синии развитие Северо-Китайского геоблока протекало дифференцированно и на ряде участков не утратило еще черты геосинклинальности.

На западе северной части параплатформы синийско-нижнепалеозойские образования выступают у северо-восточного края Таримского геоблока, в горном массиве Курук-Тага (см. Леонов, рис. 137) и у его северо-западного и юго-западного краев, в Кельпинских кряжах, с одной стороны, и в пределах Западного Куньлуня — с другой.

В Кельпинских кряжах древнейшие слои чехла представлены, по данным В. М. Сеницына (1957), толщей кварцитов, граувакковых, полимиктовых песчаников и алевролитов, отчасти также конгломератов и основных лав, до 600 м мощности, предположительно синийского возраста. Выше по разрезу следует толща, около 200 м мощности, континентальных (?) красноцветных кварцитовидных песчаников и основных лав раннекембрийского (?) возраста (возможно, аналог сланцев Маньтоу Северного Китая). Красноцветная толща кроется известняками и доломитами с несколькими горизонтами красноцветных аргиллитов, до 1300 м общей мощности. По аналогии с Северо-Китайским геоблоком эта карбонатная толща, в которой были встречены лишь единичные ископаемые ордовика, датируется кембрием — ордовиком (нижним — средним). В дальнейшем, по-видимому после значительного перерыва, в новую фазу слабо выраженного погружения, здесь сформировалась пестроцветная лагунно-континентальная (?), частично лагунно-морская кельпинская серия — толща, до 500—600 м мощности, зеленых и красноцветных песчаников и аргиллитов с остатками гастропод, нижняя часть которых может принадлежать силуру, а верхняя — девону.

Время формирования кельпинской серии отвечает эпохе перерыва, разделявшего в области Северо-Китайского геоблока синийско-раннепалеозойский и позднепалеозойский этапы осадконакопления. По-видимому, и в области Таримского геоблока этот перерыв имел место, а образование слоев кельпинской серии было на его фоне лишь местным, не определявшим какой-либо тенденции развития эпизодом.

Сходные состав и строение палеозойские отложения рассматриваемого этапа имеют у юго-западного края Таримского геоблока и в прилегающей к нему области Западного Куньлуня. Даже в пределах центральной зоны последнего слои кембрия — ордовика представлены карбонатной толщей, отличаясь от кельпинского кембро-ордовика лишь несколько большей мощностью. В краевой горстообразно приподнятой зоне Куньлуня они вообще маломощны, развиты неполно и имеют карбонатно-терригенный состав; в прикуньлуньской части Таримского геоблока приобретают «кельпинский» облик. По-видимому, Западный Куньлунь уже с начала кембрия, а возможно и с начала синия, представлял юго-западную окраину Таримского геоблока, переработанную впоследствии позднепалеозойской складчатостью. Как и в Кельпинских кряжах, в Западном Куньлуне на карбонатные отложения кембрия — ордовика налагается пестроцветная песчано-аргиллитовая толща силура — нижнего-среднего девона, которая в свою



очередь с размывом несогласно кроется трансгрессивно залегающей грубообломочной толщей (тизнабской свитой) верхнего девона, начинающей здесь позднепалеозойский этап развития. Сходно, по-видимому, раннепалеозойское развитие протекало и в более восточных районах Куньлуня.

Сходный характер синийско-нижнепалеозойские отложения имеют и в пределах Цайдамского геоблока, где они выступают на поверхность у его северо-восточного края, в предгорьях Наньшаня. Своеобразие цайдамского разреза, в целом северокайтайского типа, заключается в присутствии в его верхней части толщи граптолитовых сланцев нижнего ордовика, накоплением которых синийско-раннепалеозойский этап развития здесь завершается.

Наиболее полно и мощно в северной части параплатформы образования рассматриваемого этапа развиты в *Наньшань-Циньлинском складчатом поясе*, который в синийско-раннепалеозойское время испытал интенсивное погружение, завершившееся местами раннекаледонской (таконской), местами позднекаледонской складчатостью.

Древнейший структурный элемент Наньшань-Циньлинского пояса — Центральная зона Наньшаня — сложен интенсивно смятыми досинийскими кристаллическими сланцами и несогласно на них налегающей толщей слоев синия — кремнистых тонкослоистых известняков с прослоями филлитов и основных вулканитов, до 3000—4000 м общей мощности. Слои синия залегают сравнительно спокойно, слагая широкую открытую синклиналь в осевой части зоны. По-видимому, уже к началу синия породы досинийского фундамента Центральной зоны были смяты в складки и метаморфизованы. В дальнейшем данная зона играла роль жесткого срединного массива.

Древнейшие — нижнесинийские (?) — образования, принимающие участие в строении Северной зоны, выступают на поверхность в Циньлине. Они представлены толщей метаморфизованных осадочных (слюдисто-кварцевые сланцы, мраморы) и основных, отчасти также кислых вулканических пород, до 3000 м общей мощности. Слои смяты в изоклинальные складки и прорваны основными и ультраосновными интрузиями, приуроченными к зонам разломов. В Циньлине толща этих пород кроется более спокойно залегающими слоями преимущественно осадочных (в основном терригенных) пород неясного возраста, но, несомненно, додевонского.

Более полно послесинийские (?) слои Северной зоны представлены в Наньшане. Их нижняя часть, датируемая ранним кембрием, сложена толщей, около 1000 м мощности, кремнистых известняков с прослоями аргиллитов и вулканических пород и выше вулканитами основного и среднего состава, а верхняя — толщей зеленых песчанистых конгломератов, до 600—700 м мощности. Нижняя часть этого комплекса близка по составу к слоям нижнего синия Центральной зоны Наньшаня и является, возможно, их стратиграфическим эквивалентом. Верхняя, конгломератовая свита того же комплекса начинается, по-видимому, новый позднесинийско-раннепалеозойский цикл осадконакопления. Отложения, датируемые средним кембрием, представлены в Северной зоне толщей, до 2200—2300 м общей мощности, кремнисто-железистых, углистых, песчанистых сланцев с прослоями кристаллических и кремнистых известняков. В нижней части этой толщи встречаются членики стеблей морских лилий, а в верхней — остатки трилобитов. Верхний кембрий сложен здесь внизу серовато-зелеными песчаниками и песчанистыми сланцами мощностью 600—800 м; в средней части — кристаллическими и кремнистыми известняками с пачками



кремнисто-железистых сланцев (джеспилитов) — 500—600 м; вверху — снова песчаниками и песчанистыми сланцами — 500 м. Общая мощность слоев, начиная с базальных конгломератов верхней части нижнего кембрия, выделяемых китайскими геологами, составляет в Северной зоне Наньшаня 4500—5000 м. Во всей толще этих слоев встречаются пласты вулканических пород основного состава, играющие, однако, в ее составе подчиненную роль.

Ордовик рассматриваемой зоны, палеонтологически хорошо охарактеризованный, складывается известняками, прослоенными пачками песчаных, кремнистых и кремнисто-железистых сланцев, до 1800—2000 м общей мощности. На ряде стратиграфических уровней в известняках отмечаются прослои конгломератов, образование которых было связано с кратковременными поднятиями отдельных участков зоны и смежных с ней территорий.

В западной части Наньшаня геосинклинальная стадия развития Северной зоны завершилась в конце ордовика раннекаледонской складчатостью и общим воздыманием. В дальнейшем ось прогиба сместилась к северо-востоку в зону краевого прогиба («коридора») Ганьсу, в пределах которого в начале силура сформировалась толща сероцветных конгломератов, песчаников и сланцев частично континентального, частичного морского происхождения, около 1000 м мощности, а затем — толща континентальных красноцветных песчаников и сланцев, до 1700 м мощности. Отложения силура несогласно кроются здесь конгломератами верхнего девона. В восточной части Наньшаня прогибание и осадконакопление того же типа, что и в ордовике, продолжалось в Северной зоне и в силурийское время. Складчатость и воздымание были здесь более поздними — позднекаледонскими.

В целом разрез кембрия — ордовика Северной зоны Наньшаня обнаруживает большое сходство с разрезом Улутау-Нарынской зоны Казахстано-Северо-Тяньшаньского пояса Центральных Урало-Монголид. Толще базальных конгломератов «нижнего кембрия» Наньшаня отвечает байконурская свита Улутау-Нарынской зоны, а выше, как в разрезе Наньшаня, так и в разрезе Улутау-Нарынской зоны, следует характерная толща углистых, кремнистых, железисто-кремнистых сланцев с прослоями известняков среднего и верхнего кембрия. У сопоставляемых зон совпадают также период прогибания, время складчатости и воздымания, и, по всей видимости, данные зоны принадлежали в раннем палеозое к единой системе геосинклинальных прогибов, протянувшейся через весь Азиатский континент на расстояние свыше 5000 км.

Южная зона Наньшаня — Циньлина сложена мощными (до 7000—8000 м) интенсивно смятыми толщами преимущественно терригенных зеленоцветных пород — песчаников, алевролитов, сланцев, часто флишеидного характера, в составе которых установлено присутствие лишь слоев силурийского возраста. По положению и некоторым чертам развития Южная зона Наньшаня — Циньлина сходна с внутренней — Атбашинской — зоной Кокшаальской системы и является, возможно, восточным продолжением последней.

#### Южно-Китайский геоблок

В южной части Синийской параплатформы синийско-нижнепалеозойские образования широко и полно развиты в пределах Южно-Китайского геоблока. Для Тибетского и Сунпаньского геоблоков и Сиканской складчатой зоны данные о них практически отсутствуют.



На территории Южно-Китайского геоблока отложения синия построены сравнительно просто и однотипно. Они образуют здесь один осадочный цикл, нижняя часть которого сложена терригенными, а верхняя — карбонатными образованиями. Нижняя часть этого цикла представлена толщей континентальных светло-серых и красноцветных песчаников и конгломератов серии Чэнцзян, сильно изменчивой из-за неровностей ложа, мощности, составляющей в среднем 700—900 м. Во многих районах геоблока частично над песчаниками Чэнцзян, частично фациально их замещая, располагается горизонт «тиллита Наньто» — мореноподобных валунных образований ледникового происхождения, — достигающий 100—200 м мощности. Верхняя карбонатная часть южнокитайского синия начинается свитой Даушаньто — темных глинистых сланцев с прослоями известняков и доломитов, до 200 м мощности, сменяющейся вверх по разрезу мощной (до 500—600 м) однообразной толщей кремнистых известняков и доломитов Дэнъин. Как в известняках Дэнъин, так и в подстилающих их сланцах Даушаньто встречаются прослойки и желваки фосфорита, образующие в ряде районов промышленные скопления.

Южнокитайский синий сопоставляется обычно с верхним синим Северо-Китайского геоблока. При этом обращается внимание на генетическое сходство тиллита Наньто с нижними тиллитоподобными слоями серии Кухён Пхённамской впадины, а также на радиометрический возраст (620—670 млн. лет) Даушаньто и на относительно молодой (менее 800—900 млн. лет) радиометрический возраст пород, подстилающих южнокитайский синий. Последний указывает на возможность присутствия в составе этих пород стратиграфических аналогов нижнего синия Северного Китая — системы Хуто и серии Уфошань.

На синийских известняках Дэнъин согласно, но с размывом и трансгрессивно залегают слои кембрия, время формирования которых отделялось от времени образования известняков синия эпохой воздымания Южно-Китайского геоблока и повсеместного в его пределах перерыва в осадконакоплении. Как и в области Северо-Китайского геоблока, нижняя часть кембрия представлена здесь обычно толщей темных углистых, местами фосфатных сланцев с прослоями песчаников и известняков, с остатками трилобитов рода *Redlichia*, соответствующей и стратиграфически и литологически сланцам Маньтоу Северного Китая. Выше по разрезу здесь также следует серия карбонатных пород среднего-верхнего кембрия и нижнего-среднего ордовика. Общая картина состава и строения этих слоев осложняется структурной неоднородностью области их накопления — существованием в пределах Южно-Китайского геоблока воздымавшихся поднятий и обширных плоских прогибов с отдельными интенсивно погружавшимися участками. В прогибах мощность карбонатной части слоев кембрия — среднего ордовика достигает 2000—3000 м, и эти слои представлены относительно чистыми известняками. На склонах поднятий мощность слоев сокращается, известняки фациально замещаются известковистыми сланцами, а ближе к поднятиям — песчанистыми сланцами и песчаниками. По краям поднятий более грубозернистыми становятся и нижние слои кембрия, отвечающие сланцам Маньтоу. На многих участках они обогащаются фосфатным веществом и заключают ряд промышленных месторождений фосфоритов.

Наиболее специфичны нижнепалеозойские отложения сравнительно узкого Цзянси-Хунаньского прогиба, в пределах которого господствовало накопление терригенных песчано-глинистых, отчасти флишoidных образований (серия Лушань), впоследствии слабо метамор-



физованных и смятых в складки, сходных с более древними нижнесинийскими (?) породами серии Баньси, от которых они не всегда здесь достаточно уверенно отделяются.

В позднем ордовике одновременно с общим воздыманием Северо-Китайского геоблока регрессия охватывает и Южно-Китайский геоблок. Но в пределах последнего регрессия была и не полной, и не продолжительной и быстро сменилась новым расширением границ морей. Позднеордовикско-силурийское море, сократив свои размеры в одних районах геоблока, трансгрессировало в другие, покрыв, в частности, область древнего Сычуанского поднятия и проникнув на территорию Катазиатского массива. В эпоху этой трансгрессии план распределения различных типов осадков и интенсивности их накопления сохранился в основном прежним, но роль терригенного осадконакопления (граптолитовые сланцы) возросла.

В конце силура нижнепалеозойские отложения Цзянси-Хунаньского прогиба подверглись складчатости и слабому метаморфизму и были интродуцированы небольшими телами гранитоидов, что и позволяет рассматривать данный прогиб как зону каледонской складчатости. Слабые проявления каледонской складчатости имели место и в других районах Южно-Китайского геоблока. Этими движениями и последовавшим за ними общим воздыманием геоблока и завершился синийско-раннепалеозойский этап его развития.

#### Геосинклинальные складчатые системы, обрамляющие Синийскую параплатформу с северо-востока и юго-запада

*Японо-Охотская область* северо-восточного геосинклинального обрамления Синийской параплатформы, подобно Катазиатскому геоблоку, была на синийско-раннепалеозойском этапе в основном приподнята. Возможно, что северная, Урало-Монгольская, часть данной области прошла в синии и раннем кембрии геосинклинальный салаирский цикл развития, о чем, однако, из-за отсутствия соответствующих данных судить трудно. Средне-позднепалеозойский цикл геосинклинального развития начался здесь в силуре, в Приохотье — с начала силура и несколько позже (с начала девона) — в южной части области (Сихотэ-Алинь, Китаками).

Развитие на рассматриваемом этапе *Индосинийской складчатой области* в разных частях последней протекало различно (рис. 90). В Восточных Индосинидах (Северо-Вьетнамская зона) в отдельных блоках известны слои синии, кембрия и ордовика южнокитайского типа. Отложения силура пользуются здесь, по-видимому, ограниченным распространением и стратиграфически не отделяются от сходных по составу слоев девона.

В Центральных Индосинидах развитие в синии — раннем палеозое протекало уже в ином плане. Индосинийский срединный массив испытал на данном этапе частичное погружение лишь в среднем кембрии. Небольшие выходы слоев этого возраста — почти горизонтально залегающих кремнистых сланцев и кварцитов с остатками трилобитов — имеются в южной части Индосинийского массива к северу от г. Стынгтраенга. Других доказанных нижнепалеозойских образований в пределах массива неизвестно. Предположение о раннепалеозойском в возрасте немой осадочно-вулканогенной серии Далат лишено, по-видимому, оснований, и следует думать, что данная серия представляет досинийские или нижнесинийские образования.

В отличие от Индосинийского срединного массива окаймляющие



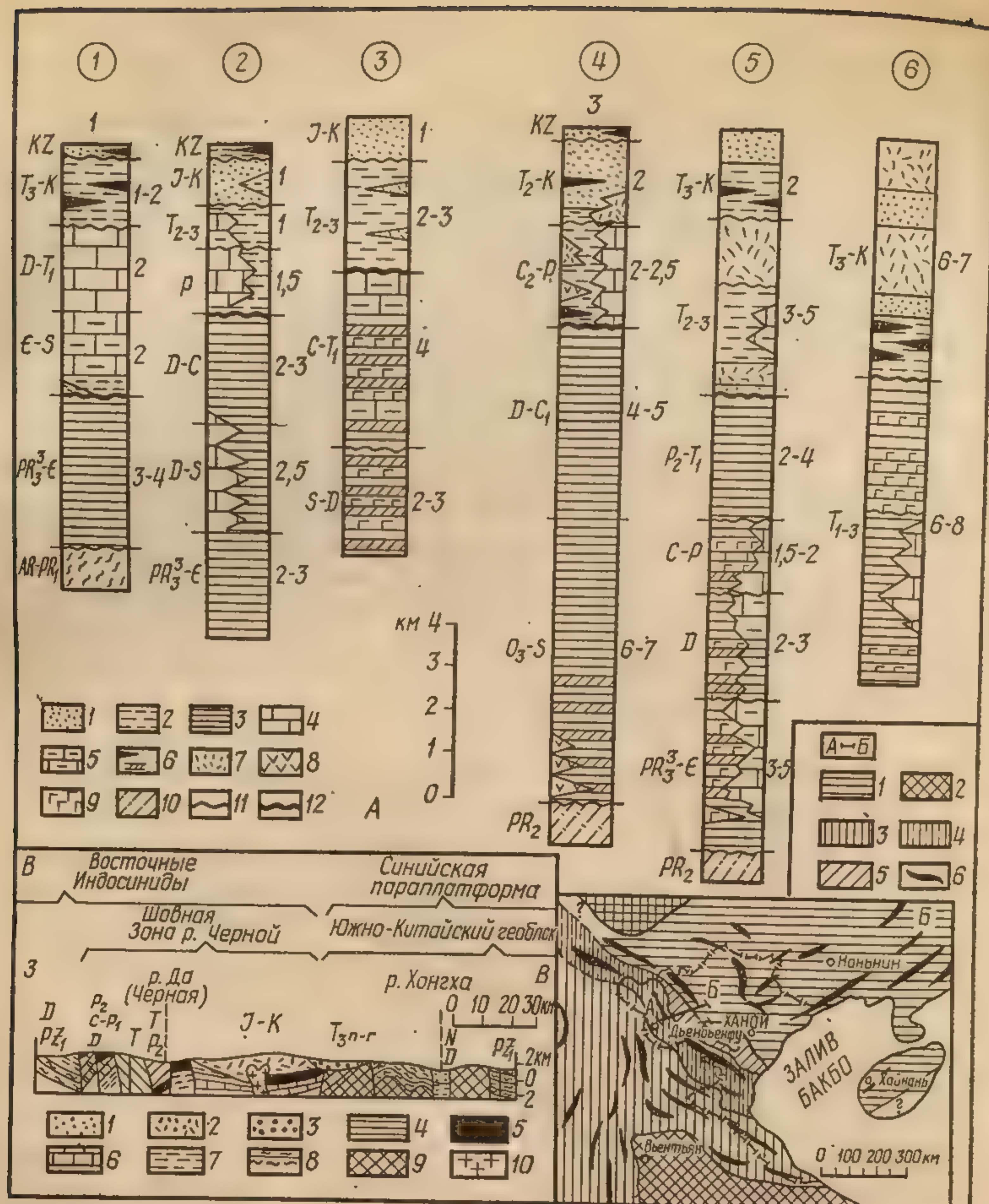


Рис. 90. Палеозой — ранний мезозой Индосинийской складчатой области.

А — сводные разрезы различных зон Индосинид. По Ю. Г. Гатинскому и др., 1972: 1 — континентальные отложения; 2 — чередование морских и континентальных преимущественно терригенно-терригенных отложений; 3—5 — морские отложения: 3 — песчано-глинистые, 4 — карбонатные, 5 — карбонатно-терригенные; 6 — прослои: а — углей, б — кремнистых пород; 7—9 — вулканиты: 7 — кислого, 8 — среднего, 9 — основного состава; 10 — метаморфические породы; 11—12 — угловые несогласия: 11 — второстепенные, 12 — завершающие собственно геосинклинальное развитие.

Цифры справа от колонок — мощности отложений, км.

Разрезы: 1 — плато Шан, 2 — запад п-ова Малакка, 3 — восток п-ова Малакка, 4 — хр. Чыонгшон, 5 — запад ДРВ, 6 — бассейн р. Черной.

Б — основные структурные элементы северо-восточного Индокитая. По Ю. Г. Гатинскому и др., 1973: 1 — Южно-Китайский геоблок Синийской параплатформы; 2 — Индосинийский срединный массив; 3 — складчатые зоны Центральных Индосинид; 4—5 — Восточные Индосиниды: 4 — Северо-Вьетнамская зона; 5 — шовная зона р. Черной; 6 — главные простирания складчатых структур; А—Б — положение профиля на рис. В.

В — геологический разрез шовной зоны р. Черной. По Ю. Г. Гатинскому и др., 1982, несколько схематизировано: 1 — неоген; 2 — юра — мел; 3 — норийско-рэтские слои верхнего триаса; 4 — триас (без норийско-рэтских слоев); 5 — верхняя пермь; 6 — карбон — нижняя пермь; 7 — девон; 8 — верхний протерозой — нижний палеозой; 9 — нижний протерозой; 10 — меловые граниты. Положение профиля показано на рис. Б







лура распространены в основном в северной части зоны (плато Шан). За исключением небольшого участка в районе Бодуина, где в основании ордовика присутствует толща кислых лав (риолитов) и вулканических туфов мощностью 100—200 м, ордовик начинается здесь пачкой пестроцветных песчаников и конгломератов в несколько десятков метров мощности, сменяющихся вверх по разрезу толщей песчанистых и глинистых мергелей, граптолитовых сланцев с прослоями и пачками чистых и доломитовых известняков, заключающих обычно обильные и разнообразные органические остатки более высоких слоев ордовика и силура. Общая мощность этой пестрой по составу и фациально изменчивой серии не превышает обычно 1000—1500 м. Отсутствие в ее основании мощных базальных обломочных образований говорит, по-видимому, о спокойном развитии трансгрессии ордовикского моря на выровненной уже поверхности байкальских складок.

Морские отложения ордовика и силура сходного состава известны также на ряде небольших участков в восточной — Юньнань-Малайской — зоне Бирмано-Малайского пояса.

### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

#### Синийская параплатформа

##### Северная часть параплатформы

Позднепалеозойское погружение Северо-Китайского геоблока наступило в начале среднего карбона. С этого времени и до конца перми территория геоблока представляла плоскую почти замкнутую депрессию, в которой выделялись отдельные интенсивно погружавшиеся участки — впадины. Эта позднепалеозойская депрессия наследовала впадины и прогибы раннепалеозойского этапа, но отчасти распространилась также на территорию раннепалеозойских поднятий — Ордосского, Утайского и некоторых других. Ее прогибание было умеренным, и суммарная мощность каменноугольно-пермских отложений не превышает в ней 500—1000 м.

Средний-верхний карбон представлен в ней чередованием морских и континентальных образований. В основном это песчанистые сланцы с пачками известняков в среднекаменноугольной части разреза, суммарная мощность которых может достигать 200—300 м. Единичные прослои известняка имеются также в верхнекаменноугольной части разреза. Как в нижней, так и в верхней части разреза в ряде районов развиты угленосные отложения с пластами углей. В основании каменноугольных слоев встречаются местами залежи бокситов и железных руд.

Пермские отложения Северо-Китайской депрессии представлены только континентальными образованиями. В перми площадь осадконакопления сокращается, и оно сосредоточивается в западной части параплатформы, в провинциях Шаньси и Шэньси (Ордосская впадина и примыкающая к ней с востока территория). К нижней перми относится угленосная серия Шаньси, представленная песчаниками и сланцами с прослоями угля, до 100—200 м общей мощности. В верхней перми развиты более мощные (до 1000 м и более) и более грубые (песчаники, конгломераты) терригенные образования, местами красные, распространенные еще более локально, чем слои нижнепермской серии Шаньси. Накопление верхнепермских отложений происходило, по-видимому, в условиях возрастания контрастности рельефа и все большей аридизации климата, в результате которой форми-



рование угленосных отложений сменилось во второй половине перми накоплением грубообломочных аллювиальных и пролювиальных крас-ноцветных толщ. Эта тенденция получает дальнейшее усиление в три-асе, с начала которого осадконакопление на территории Северо-Ки-тайского геоблока сосредоточивается почти исключительно в пределах Ордосской впадины, и все развитие геоблока приобретает мезозой-ский характер.

Во второй половине карбона вдоль северного края Северо-Китай-ского геоблока, на границе с геоблоком Внутренней Монголии, воз-никла Солонкерская зона морского осадконакопления, в которой мор-ские условия сохранились до конца пермского периода. В позднека-менноугольно-пермское время в Солонкерском прогибе сформирова-лась пестрая по составу серия прибрежно-морских и вулканогенных пород, в пермской части которых встречаются ископаемые (кораллы, фузулиниды), неизвестные в пермских слоях Центральномонгольского бассейна, и отсутствуют в то же время характерные для последнего бореальные формы. По-видимому, в пермское время непосредственной связи между этими бассейнами не было и «выход» Солонкерского бассейна осуществлялся, вероятно, через Северный Китай в район Японского моря. Морской бассейн Солонкерской зоны существовал до конца пермского периода, когда каменноугольно-пермские слои данной зоны были смяты в складки и наступило ее полное осушение и одновременно полное освобождение от морских вод геоблока Внут-ренней Монголии.

Прогибы, подобные Солонкерскому, возникли также в конце па-леозоя по восточной, западной и южной окраинам геоблока Сунляо. Они заложены на досинийском(?) фундаменте, и начальная фаза их развития относится к силуру, так как в восточном (Гиринском) из этих прогибов известны глинистые сланцы и известняки силурийского возраста. Силурийское прогибание было, однако, незначительным и в девоне, по-видимому, приостановилось, возобновившись с новой си-лой в начале карбона. В течение карбона — ранней перми в Гирин-ском прогибе сформировалась мощная (свыше 5000 м) толща песча-ников, сланцев, известняков, имеющая в нижней части флишеидный характер. В конце палеозоя комплекс этих отложений был смят в складки, интродирован огромными массами гранитов и метаморфизо-ван. Характерной чертой развития Гиринского прогиба (парагеосин-ван. Характерной чертой развития Гиринского прогиба (парагеосин-клинали, по терминологии китайских геологов) было именно внедре-ние в конце палеозоя крупных гранитных батолитов, которые в на-стоящее время занимают большую часть площади Гиринской складча-той («параскладчатой») системы.

Иным образом протекало средне-позднепалеозойское развитие древнего Наньшань-Циньлинского пояса, который с завершением ка-ледонской складчатости испытал в первой половине девона общее воз-ледонской складчатости испытал в первой половине девона общее воз-дымание. Средне-позднепалеозойский этап погружения и осадконакоп-ления наступил в его пределах с позднего девона, а в Центральной зоне Циньлина, где данный этап выражен наиболее четко, — с начала среднего девона. Отложения данного этапа в пределах пояса залега-ют трансгрессивно и несогласно на более древних слоях палеозоя. Верхнепалеозойские отложения Наньшаня и Циньлина, за исключе-нием Центральной зоны последнего, представлены маломощной, пре-рывистой и фациально изменчивой серией континентальных и при-брежно-морских осадков, распространенных в зоне краевого прогиба в ряде небольших внутренних впадин. Серия этих слоев начинается в красноцветными континентальными конгломератами и песчаниками



верхнего девона. Последние с размывом и небольшим несогласием кроются толщей известняков, сланцев и песчаников нижнего карбона, заключающей местами пласты угля, которая также с размывом и небольшим несогласием перекрывается сходной по составу и также местами угленосной толщей слоев верхнего карбона — нижней перми. Серия этих слоев венчается относительно мощной (до 500—600 м) толщей континентальных песчаников верхней перми.

В позднепалеозойском прогибе Центральной зоны Циньлина, наложенной на срединный массив Центральной зоны Наньшань-Циньлинской системы, мощность верхнепалеозойских отложений достигает 5000—6000 м. Слои верхнего палеозоя были здесь в конце палеозоя интенсивно дислоцированы, прорваны гранитами и в осевой зоне прогиба метаморфизованы. Прогиб, о котором идет речь, заложился, по видимому, в начале среднего девона. Средний-верхний девон представлен в нем мощной толщей частично красноцветных (континентальных?) терригенных пород, имеющих местами флишоидный характер. В каменноугольно-нижнепермской части разреза получают развитие известняки, известковистые и углистые сланцы, иногда также конгломераты. В целом отложения данной части разреза сходны с одновозрастными отложениями других районов Циньлина и Наньшаня и выделяются лишь большей мощностью и отсутствием пластов угля.

В западной части *Таримского геоблока* начало средне-позднепалеозойского погружения отмечено формированием толщи лагунно-континентальных в основном красноцветных, а также пестроцветных песчаников с прослоями глинистых сланцев, аргиллитов и конгломератов верхнего девона — нижнего карбона. На юго-западе, в предгорьях Западного Куньлуня, эта толща (тизнабская свита), достигающая 1000—1500 м мощности, ложится на более древние слои палеозоя с размывом. Подобные образования, лишь более грубые по составу, развиты и в осевой зоне Западного Куньлуня, где они выполняют ряд образовавшихся после предпозднедевонской складчатости впадин, несогласно налегая на среднедевонские и более древние слои палеозоя.

На северо-западе, в Кельпинских кряжах, образования, о которых идет речь, представлены толщей, до 400—600 м мощности, красноцветных косослоистых песчаников, часто конгломератовидных, согласных сменяющих вверх по разрезу пестроцветные слои кельпинской серии. В данном районе красноцветные образования верхнего девона — нижнего карбона продолжают серию лагунно-континентальных и континентальных слоев «среднепалеозойского перерыва». В середине раннего карбона (в позднем визе) в район Кельпинских кряжей с севера, из Кокшаальского геосинклинального прогиба, проникло море и началось образование маломощных морских карбонатных осадков, непрерывно(?) продолжавшееся в дальнейшем вплоть до ранней перми. Аналогичный ход событий имел место в позднем палеозое и на юго-западе, в пределах Прикуньлуньской окраины Таримского геоблока, куда морская трансгрессия проникла еще раньше, в турнейском веке. Для позднего палеозоя Прикуньлуньского района характерно проявление в раннепермскую эпоху вулканической деятельности траппового типа, в результате которой морские слои нижней перми прослоены здесь покровами основных лав. В осевой зоне Западного Куньлуня формированию морских слоев нижнего карбона предшествовала вторичная складчатость, в связи с чем эти слои залегают здесь трансгрессивно и несогласно и отличаются грубым терригенным составом. В верхней, пермской, части данных слоев широко распространены мощные толщи вулканических пород среднего состава.



В южной части Синийской параплатформы отложения среднего верхнего палеозоя и триаса широко распространены, по-видимому, не только на территории Южно-Китайского геоблока, но и к западу от него. Однако для этих более западных областей сведения о них пока слишком скудны для надежного историко-геологического анализа.

Средне-позднепалеозойско-триасовый этап развития Южно-Китайского геоблока отвечает хорошо выраженному крупному циклу (мега-циклу) погружения и осадконакопления, подобному средне-позднепалеозойскому циклу (мегациклу) развития Восточно-Европейской платформы. На территории Южно-Китайского геоблока основные фазы этого мегацикла были не равнозначны: длительная постепенно нараставшая трансгрессивная фаза, начавшаяся в середине раннего девона и достигшая кульминации лишь в начале перми, и сравнительно короткая позднепермско-триасовая регрессивная фаза. При этом в девоне погружение было еще незначительным и в полной мере распространилось лишь на южную часть геоблока и на область Цзянси-Хунаньской впадины, где континентальные песчаники и сланцы нижнего-среднего девона трансгрессивно и несогласно перекрыли смятые в складки в конце силура слои нижнего палеозоя.

Как и в области Восточно-Европейской платформы, рассматриваемый мегацикл распадался на ряд более мелких циклов, границы между которыми были отмечены кратковременными, но значительными по масштабу регрессиями моря. На протяжении всего мегацикла в области Южно-Китайского геоблока господствовал карбонатный тип морского осадконакопления. Отвечающие ему осадки имеют умеренную мощность, до 1000—1500 м для отдельных систем, и представлены различными известняками, в среднем-верхнем девоне и в нижней перми часто кремнистыми с прослоями кремней. В раннем девоне и в начале среднего девона, в начальную фазу мегацикла, а также в начальные и в некоторые заключительные фазы циклов второго порядка карбонатное осадконакопление уступало место терригенному, протекавшему частично в морской или лагунно-морской, частично в континентальной обстановке. Накопление терригенных песчано-сланцевых образований шло также в прибрежных зонах морских бассейнов, где они фациально замещали карбонатные осадки центральных областей последних. Начиная со слоев нижнего карбона в составе этих терригенных образований постоянно присутствуют мощные толщи угленосных отложений. В девонской части разреза в прибрежных осадках аналогичную роль играют слои гематитовых железных руд, фиксирующие положение и перемещение береговой линии моря. В то же время в составе данных отложений отсутствуют галогенные образования, чем они существенно отличаются от девонских и верхнекаменноугольно-пермских слоев Восточно-Европейской платформы. По-видимому, галогенезу здесь препятствовали открытый характер морских бассейнов и неблагоприятная для него климатическая обстановка.

Сычуанское поднятие в девоне не только расширилось, но испытало, по-видимому, и значительное воздымание, которое вызвало обильный снос обломочного материала в образовавшийся к западу от него Лунменьшанский геосинклинальный прогиб, заполнившийся в девоне толщей песчаников и конгломератов с незначительными прослоями сланцев и известняков, свыше 5000 м (до 7000 м?) общей мощности. Сычуанское поднятие оставалось сушей и в дальнейшем, вплоть до начала перми, хотя, по-видимому, и значительно сниженной по сравне-



нию с девоном. Она уже не проявлялась заметным образом как источник обломочного материала для смежных прогибов, Лунменьшаньского в частности, где относительно маломощные каменноугольные слои имеют в основном карбонатный состав. Лишь в ранней перми Сычуанское поднятие вновь начало устойчиво погружаться, превратившись в свою противоположность — Сычуанскую впадину, ставшую со среднего триаса для Южно-Китайского геоблока, подобно Ордосской впадине в Северном Китае, основной областью вначале (в среднем-позднем триасе) морского, а в дальнейшем континентального осадконакопления.

Поворотным моментом в палеогеографическом развитии Южно-Китайского геоблока была середина пермского периода, во второй половине которого на его территории преобладало уже формирование терригенных, в значительной мере континентальных угленосных отложений. Условия раннепермской эпохи отчасти восстановились в раннем триасе, но уже в среднем триасе произошло, по-видимому, осушение восточной части геоблока (области Цзянси-Хунаньской впадины), а к концу триаса море его полностью и надолго покинуло.

На юго-западе геоблока, в пограничных районах провинций Юньнань и Сычуань, середина пермского периода была отмечена излияниями лав и внедрением пластовых интрузий (силлов) основного состава. Слабые проявления магматической деятельности того же траппового типа отмечаются в этой области и в раннепермское время.

В конце триаса, в преддрэтское, местами в преднорийское время слои девона — триаса на большей части Южно-Китайского геоблока подверглись складчатости. Сравнительно интенсивно эта — индосинийская — складчатость проявилась в Цзянси-Хунаньской и Юньнань-Гуансийской впадинах, т. е. в той области геоблока, где были наиболее интенсивными и более ранние, каледонские, движения.

#### Восточная часть параплатформы — Катазиатский геоблок

Для Катазиатского геоблока начало рассматриваемого этапа явилось важнейшим рубежом в ходе его синийско-фанерозойского развития. Преобладавшая на предыдущем этапе общая для крайнего востока и северо-востока «Китайской Азии» тенденция воздымания сменилась на протяжении силура столь же общей тенденцией погружения. В области Катазиатского геоблока эта новая общая тенденция отчетливо проявилась как в его южной части, в пределах Катазиатского массива («антиклинория»), так и на северо-востоке, в поясе Хонсю Японии (см. рис. 88).

Частичное погружение *Катазиатского массива* произошло в позднем ордовике и получило дальнейшее развитие в силуре. Начиная с этого времени и до конца триаса (как и в дальнейшем) развитие Катазиатского массива протекало в одном плане с развитием смежного с ним Южно-Китайского геоблока. Территория массива охватывалась последовательными волнами средне-позднепалеозойских и триасовых трансгрессий, преимущественно карбонатные отложения которых концентрировались в последовательно возникавших и менявших свое положение небольших неглубоко погружавшихся прогибах. В конце триаса территория Катазиатского массива, как и область Южно-Китайского геоблока, была охвачена воздыманием, вызвавшим общую регрессию моря, и подверглась интенсивной индосинийской деформации, проявившейся преимущественно расколами, с которыми было связано внедрение крупных гранитных интрузий.



Древнейшие слои палеозоя пояса Хонсю, как и всей области Японских островов, имеют среднесилурийский (уинлокский) возраст. Погружение и вызванная им морская трансгрессия наступили, следовательно, в северо-восточной части Катазиатского геоблока в середине силура. С этого времени и до конца пермского периода пояс Хонсю был ареной многих морских трансгрессий; наиболее крупной из них сравнительно мощные (1000—1500 м) карбонатные отложения которой широко распространены в северо-западной части о. Хонсю. Таким образом, до конца пермского периода развитие пояса Хонсю протекало сходно с таковым Катазиатского массива и Южно-Китайского геоблока. Но с конца перми это сходство утрачивается. После довольно длительного общего(?) воздымания пояса Хонсю в конце пермского периода с начала триаса осадконакопление в его пределах в отдельных узких прогибах восстановилось, но приобрело уже типично «мезозойский» характер. Оно протекало частично в прибрежно-морской, частично в дельтовой или континентальной обстановке, в которой шло формирование пестрых по составу, часто грубозернистых терригенных осадков, нередко угленосных, с многочисленными остатками наземных растений. На середину триаса здесь приходится широко проявившийся перерыв в накоплении осадков, разделяющий раннетриасовый и познетриасовый циклы осадконакопления. Данный перерыв был отмечен также в поясе Хонсю проявлениями складчатости, получившей название орогенеза акиёси.

#### Японо-Охотская и Индосинийская складчатые области

##### Японо-Охотская область

Преобладающая часть площади Японо-Охотской складчатой области занята мощными интенсивно складчатыми толщами мезозойских отложений. Палеозойские образования, слагающие нижнюю часть складчатого комплекса данной области, выступают на поверхность лишь в нескольких антиклинальных поднятиях — Джагдинско-Шантарском, Центральном Сихотэ-Алиня, Восточно-Сахалинском, Китаками. Сравнительно полно они представлены лишь в первом и последнем из этих четырех районов (рис. 91).

Как видно из рис. 91, разрезы 3, 4, 6, в отдельных прогибах Джагдинско-Шантарской геосинклинальной системы в различные эпохи среднего и позднего палеозоя (силура — перми) сформировались толщи терригенных, терригенно-кремнистых и вулканогенных пород, до 15—16 км общей мощности, резко контрастирующие с маломощными слоями палеозоя окраинных участков Сибирской платформы (разрез 2) и Буреинского массива (разрез 5). Сопоставление разновозрастных толщ палеозоя в различных разрезах показывает, что положение зон наиболее интенсивного погружения с течением времени менялось. Вполне отчетливо это смещение (миграции) оси геосинклинального прогиба установлено в западной части Джагдинско-Шантарской системы, в хр. Джагды (рис. 91, Б), где в силуре и девоне максимальное погружение имело место в юго-западной части зоны (разрез 4); в прогибание имело место в юго-западной части зоны (разрез 4); в среднем-позднем карбоне и в ранней перми ось его сместилась к северо-востоку, в Ланскую зону (разрез 3), а в поздней перми снова сместилась к юго-западу. Эпохи интенсивного осадконакопления чередовались здесь с эпохами поднятий, с которыми были связаны перерывы в накоплении осадков и размыв ранее образовавшихся отложений.



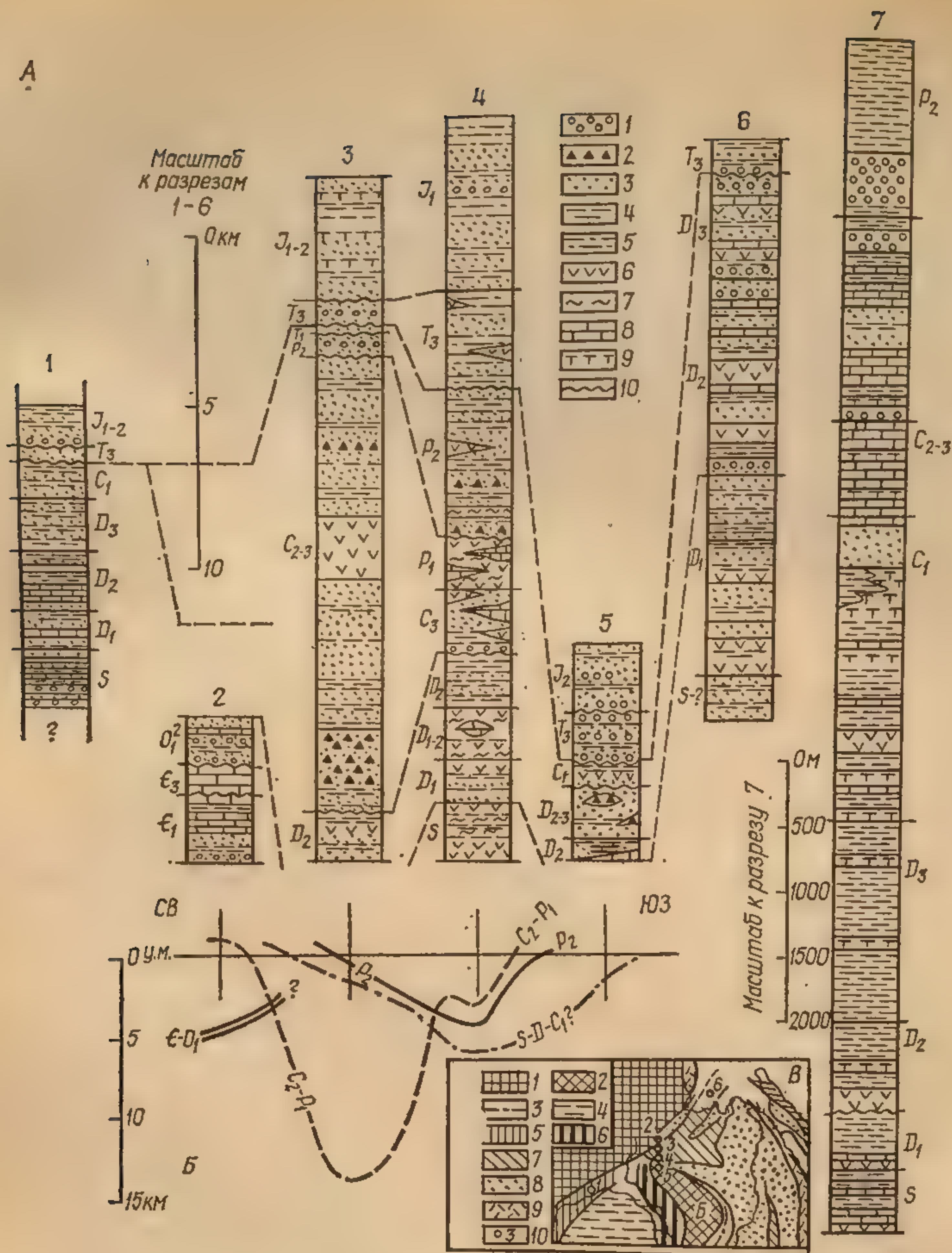


Рис. 91. Палеозой — ранний мезозой Японо-Охотской области.

А — сводные разрезы палеозоя — нижнего мезозоя Джагдинско-Шантарской системы и зоны Китаками: 1 — конгломераты; 2 — осадочные брекчии; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 6 — вулканические породы (преимущественно основные); 7 — кремнистые породы; 8 — известняки и доломиты; 9 — туффы; 10 — несогласие.

Разрезы: 1 — Верхнее Приамурье; 2 — южный край Сибирской платформы; 3—6 — Джагдинско-Шантарское поднятие: 3 — Ланская зона, 4 — Западно-Джагдинская зона, 5 — северный склон Бурейского массива, 6 — Шантарские острова; 7 — о. Хонсю (Япония), горы Китаками.

Б — схема расположения и миграции прогибов в западной части Джагдинско-Шантарского поднятия.

В — картосхема расположения разрезов палеозоя верхнего Приамурья (1) и Джагдинско-Шантарского поднятия (2—6): 1 — Сибирская платформа; 2 — Бурейский массив; 3 — Малохинганская зона; 4 — салаириды Алтае-Саяно-Монгольского пояса; 5—7 — средний-нижний палеозой: 5 — Аргуно-Амурского прогиба, 6 — Иртыш-Южно-Монгольского пояса, 7 — Японо-Охотской области; 8 — мезокайнозой Японо-Охотской области; 9 — Охотско-Чукотский и Катазиатский вулканические пояса; 10 — местоположение разрезов



Основное погружение прогибов Джагдинско-Шантарской системы имело место в девоне. В конце девона и в раннем карбоне погружение приостановилось, сменившись местами воздыманием, сопровождавшимся, вероятно, складчатостью. В последующем интенсивном погружении некоторых участков геосинклинальной системы: Ланской зоны — в среднем-позднем карбоне — ранней перми(?), Западно-Джагдинской зоны — в поздней перми — нашла свое выражение заключительная стадия палеозойского этапа ее развития, характеризовавшаяся возникновением после основной складчатости ряда относительно мелких, но быстро и интенсивно развивавшихся частных прогибов — краевых, остаточных, внутренних и др. Почти везде палеозойские образования Джагдинско-Шантарского поднятия с размывом несогласно(?) кроются слоями верхнего триаса. Лишь местами в его пределах отлагались и сохранились от предпозднетриасового размыва маломощные слои нижнего триаса. Слои среднего триаса повсеместно отсутствуют. Все это говорит о самостоятельности герцинской стадии геосинклинального развития Джагдинско-Шантарского региона и о влиянии на его развитие герцинской складчатости, хотя прямых указаний на ее проявление в данном регионе — наличия соответствующих тектонических несогласий, — по-видимому, немного. Последнее объясняется, возможно, редкостью нормальных стратиграфических контактов между толщами различного возраста, поля распространения которых ограничены, как правило, разрывами.

В отношении связи Джагдинско-Шантарской системы с Урало-Монголидами следует отметить, что палеозойские образования данной системы резко отличаются от силурийско-нижнекаменноугольных отложений Аргуно-Амурского прогиба, непосредственным восточным продолжением которого Джагдинско-Шантарская система является, но в разрезе которого (см. рис. 91, разрез 1) вулканические образования отсутствуют, силур представлен кварцитами, девон — нижний карбон — песчано-алевролитовыми толщами с заметным участием известняков. Большее сходство те же образования обнаруживают с возрастными слоями Иртыш-Южно-Монгольского пояса (см. рис. 79), в качестве восточного продолжения которого Джагдинско-Шантарская система также может рассматриваться (см. рис. 91, В). Вряд ли, однако, эта проблематичная связь может служить достаточным основанием для включения Джагдинско-Шантарской системы в состав Урало-Монголид. По-видимому, палеозойские геосинклинальные прогибы Урало-Монголид к западу от Буреинского массива, в области Верхнего Амура, замыкались, и к востоку от него мы имеем дело уже с другой — Японо-Охотской — геосинклинальной складчатой областью.

Несколько иной характер имеют палеозойские образования зоны Китаками на о. Хонсю (см. рис. 91, разрез 7). В их основании располагаются сравнительно маломощные (до 400 м) глинисто-карбонатные слои среднего силура (уинлока) и верхнего силура того же типа, что и в платформенном поясе Хонсю. В силуре, таким образом, геосинклиналь Китаками еще не обособилась и отвечающая ей зона была лишь вовлечена в общее для всей области Японских островов погружение. Период активного погружения зоны Китаками наступил в начале девона и продолжался до середины карбона (до середины вишневого). Это был период интенсивного преимущественно терригенного осадконакопления, сопровождавшегося накоплением различных по составу продуктов вулканической деятельности, главным образом вулканических туфов. Начиная с позднего вишневого после непродолжительного перерыва, вызванного общим поднятием складчатой зоны, сопровож-



давшимся, вероятно, местами складчатостью, терригенная седиментация сменяется в зоне Китаками карбонатной, а вулканическая деятельность резко ослабляется. Эта смена в типе седиментации была вызвана широкой общей для Юго-Восточной Азии трансгрессией моря (трансгрессия Онимару, по схеме японских геологов). Преимущественно карбонатный тип осадконакопления сохранялся в зоне Китаками до конца ранней перми, когда в результате повторных складкообразовательных движений, приведших к возникновению форм рельефа, началось формирование в отдельных прогибах мощных толщ грубообломочных пород.

Нетрудно видеть, что средне-позднепалеозойское развитие зоны Китаками повторяет в общей форме ход развития Джагдинско-Шантарской системы. Характерно, что в обоих этих регионах, несмотря на большое значение раннегерцинских (предсреднекарбоновых, предонимарских) движений, последние слабо запечатлены в угловых несогласиях, проявляясь в зоне Китаками главным образом трансгрессивным залеганием слоев Онимару. «Карбонатная трансгрессия» Онимару и более высоких слоев карбона далеко на север, по-видимому, не распространялась и Джагдинско-Шантарского региона не достигала. Карбонатная пелагическая седиментация была полностью подавлена в этом регионе седиментацией терригенной. Промежуточное положение на пути карбонатной трансгрессии Онимару занимала область Сихотэ-Алиня, где в составе слоев верхнего палеозоя имеются крупные линзы(?) карбонатных пород. Природа этих линз(?) остается неясной, и не исключено, что это не линзы, а глыбы (олистолиты) верхнепалеозойских известняков, захороненные в более молодых отложениях, куда они попали в результате развития обвально-осыпных процессов в береговой полосе морского бассейна. В этом случае «линзы», о которых идет речь, могут быть фрагментами достаточно мощных толщ верхнепалеозойских известняков, не вскрытых в пределах Сихотэ-Алиня современной эрозией.

#### Индосинийская область

Индосинийская область рассматривается обычно как область типичного проявления индосинийского цикла развития и завершившей это развитие индосинийской складчатости. Однако характер индосинийского цикла развития Индосинид — его продолжительность, время его начала и завершения, его взаимоотношения с предыдущим циклом и, наконец, характер свойственных ему осадочных и магматических образований — в разных зонах Индосинид существенно различен. Не вполне ясным и определенным оказывается при этом и само содержание «индосинийский цикл», которое может, по-видимому, трактоваться по-разному.

Наиболее просто и четко индосинийский цикл выражен в Лаосско-Вьетнамской зоне **Центральных Индосинид** (см. рис. 90, разрез 4), где ему предшествовал герцинский цикл, завершившийся в середине карбона герцинской складчатостью. После небольшого перерыва, уже в среднем карбоне, Лаосско-Вьетнамская зона (как и Лаосско-Кампучийская) была снова охвачена опусканием и в значительной своей части погрузилась под уровень моря. Этим погружением и определено здесь начало индосинийского цикла осадконакопления, которое без существенных перерывов продолжалось здесь до конца перми, местами до начала триаса. В юго-восточной части рассматриваемой зоны в течение всего этого времени шло отложение органогенных кар-



бонатных осадков, представленных в современном разрезе толщами фузулиновых и других известняков, до 2000—2500 м общей мощности. Следовательно, здесь мы снова встречаемся с образованиями «карбонатной трансгрессии» позднего палеозоя. К северо-западу при движении в глубь континента карбонатные отложения фациально замещаются терригенными, местами угленосными. Здесь же на ряде участков позднепалеозой юго-восточной части Лаосско-Вьетнамской зоны близи той же зоны он обнаруживает уже большее сходство с поздним палеозоем Джагдинско-Шантарской системы.

В конце перми — раннем триасе слои верхнего палеозоя, а местами и тесно связанные с ними слои нижнего триаса подверглись складчатости (ранняя индосинийская складчатость), за которой последовала новая — средне-поздне-триасовая — фаза погружения и осадконакопления, исключительно терригенного, протекавшего частично в морской, частично в континентальной обстановке. Эта позднеиндосинийская стадия развития местами в преднорийское, местами в предрэтское время завершилась второй уже заключительной фазой индосинийской складчатости. Отложения норийского и рэтского ярусов, несогласно кроющие комплекс складчатых слоев индосинийского цикла, залегают уже практически горизонтально, располагаясь в основании «надсинийских» покровных образований.

Черты средне-позднепалеозойского развития, проявляющиеся в складчатых зонах Центральных Индосинид, обнаруживаются и в области *Индосинийского срединного массива*, где, однако, они проявляются в своеобразной форме. Для Индосинийского срединного массива также характерно среднекаменноугольное (герцинское) несогласие, но оно завершило здесь не вполне четко обособленный девонско-раннекаменноугольный цикл развития, почти сливающийся с позднепалеозойским циклом развития срединного массива, для которого начало (?) девона было началом крупного — средне-позднепалеозойско-триасового — осадконакопления. Комплекс слоев девона — нижнего карбона представлен здесь морскими терригенными и терригенно-карбонатными образованиями, в несколько тысяч метров общей мощности, в составе которых существенную роль играют кремнистые сланцы и фтаниты. Слои этого комплекса складчаты, прорваны среднекаменноугольными гранитами и в контактах с последними метаморфизованы. Характер их распространения неясен, но, по-видимому, основная часть данных слоев представляет сдвинутое в середине карбона выполнение одной или нескольких впадин, возникших в теле массива в начале девона, подобно Алазейской впадине (прогибу) в теле Колымского срединного массива.

Во второй половине карбона и в перми после непродолжительного перерыва погружение ряда участков Индосинийского массива возобновилось, и за это время в его пределах сформировалась фациально изменчивая серия преимущественно континентальных терригенных, частично угленосных слоев с горизонтами морских известняков и сланцев, до 1500—2000 м общей мощности. Местами образование этих осадочных толщ перемежалось накоплением вулканических пород кислого и среднего состава. Без перерыва, но уже в чисто континентальной обстановке, формирование слоев данного комплекса продолжалось в раннем и среднем триасе и в начале позднего триаса. Не отделяются здесь достаточно четко выраженным индосинийским несогласием сходные по составу с нижележащими верхние (норийские и рэтские)



слои верхнего триаса, которые, в свою очередь, постепенно(?) сменяются вверх по разрезу сходными по составу и условиям образования слоями юры.

В целом, таким образом, в пределах Индосинийского массива индосинийский цикл не завершается индосинийской складчатостью: ни ранней, ни поздней. В связи с этим понятие «индосинийский цикл» трактуется здесь более широко — отвечающий ему индосинийский комплекс отложений не ограничивается донорийскими (или дорэтскими) слоями, и в его состав включаются также слои верхнего триаса, юры и мела. По хронологическому объему (средний карбон — мел) индосинийский комплекс оказывается полным аналогом верхоянского комплекса Восточной Сибири.

В *Восточных Индосинидах*, примыкающих к Южно-Китайскому геоблоку, как и в пределах последнего, на уровне среднекаменноугольного (герцинского) несогласия существенных изменений в ходе геологического развития не произошло (см. рис. 90, разрез 5), хотя и здесь, как и во многих других районах Юго-Восточной Азии, над этим уровнем во второй половине карбона и в ранней перми заметно возросла роль карбонатного осадконакопления. В целом до конца ранней перми развитие Восточных Индосинид протекало сходно с таковым южной части Южно-Китайского геоблока. Своеобразие развития Восточных Индосинид проявилось в поздней перми — триасе. В это время в Северо-Вьетнамской зоне, но главным образом в шовной зоне Черной реки (см. рис. 90, Б, В), оформилась система прогибов, в которых отложились толщи, до 6000—8000 м мощности, разных по составу и условиям образования преимущественно терригенных пород — глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, конгломератов — морского, континентального, дельтового (?) происхождения. В ряде районов толщи этих пород включают угленосные свиты, а также покровы лав и вулканических туфов основного и кислого состава (рис. 90, А, разрезы 5, 6). По-видимому, возникновение и развитие прогибов, о которых идет речь, сопровождалось раздроблением, открывшим путь на поверхность магматическим расплавам. Короткий период интенсивного погружения, связанный с активизацией движений по зоне разломов на границе Индосинид с Южно-Китайским геоблоком, завершился здесь в преднорийское время поздней индосинийской складчатостью, но погружение отдельных блоков продолжалось в зоне Черной реки и в последующее время.

В *Западных Индосинидах* проявлений герцинской складчатости не отмечается, в связи с чем здесь не проявляется и среднекаменноугольный рубеж, с которого в Центральных Индосинидах начинается индосинийский цикл развития. В северной части Шанско-Тенассеримской зоны (рис. 90, разрез 1) верхняя — девонско-нижнетриасовая — часть ее складчатого комплекса выделяется в серию известняков плато, до 1500—2000 м общей мощности, в которой отдельные элементы разреза различаются лишь при наличии в известняках органических остатков. Аналогичное строение разреза наблюдается в южной (рис. 90, А, разрез 2) и восточной — Юньнань-Малайской — частях зоны (рис. 90, А, разрез 3), несмотря на изменение в них общего типа накапливавшихся осадков: в южной части Шанско-Тенассеримской зоны карбонатное осадконакопление замещалось карбонатно-терригенным, а в Юньнань-Малайской зоне — осадочно-вулканогенным. Но везде на протяжении девона — раннего триаса оно было практически непрерывным и нигде, по-видимому, не испытало влияния герцинской складчатости. На севере Шанско-Тенассеримской зоны средний триас



неизвестен и несогласно на слоях палеозоя — нижнего триаса залегают местами угленосные отложения верхнего триаса и более высоких слоев мезозоя. На юге той же зоны и в Юньнань-Малайской зоне отложения среднего и верхнего триаса пользуются широким распространением. Характер их взаимоотношений как с более древними, так и более молодыми слоями не везде ясен и в различных районах, по-видимому, различен. В южном направлении значение индосинийских несогласий уменьшается в связи с возрастающей в этом направлении степенью альпийской деформации юрско-меловых отложений.

Таким образом, индосинийский цикл как цикл позднекаменноугольно-триасового геосинклинального развития, завершившегося в конце триаса индосинийской складчатостью, типично не проявляется. Он оказывается или частью палеозойско-триасового цикла (Бирмано-Малайский пояс), или соответствует циклу развития остаточных постгерцинских прогибов с режимом, переходным от геосинклинального к квазиплатформенному (Лаосско-Вьетнамская и Лаосско-Кампучийская зоны Центральных Индосинид), или, наконец, образует нижнюю часть более крупного цикла преимущественно континентального терригенного осадконакопления (в области Индосинийского срединного массива). В последнем случае индосинийский цикл — это крупный позднепалеозойско-мезозойский этап осадконакопления в условиях типичного квазиплатформенного режима, не имеющей прямого отношения к каким-либо геосинклинальным циклам. Время проявления индосинийской складчатости используется здесь лишь для разделения «индосинийского» комплекса отложений на нижнюю и верхнюю части.



## ГЛАВА IX. ГОНДВАНСКИЙ СЕГМЕНТ ЗЕМЛИ

### ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Представление о Гондване — обширном позднепалеозойско-раннемезозойском материке, включавшем платформенные области Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды и разделяющие их в настоящее время акватории южной части Атлантического и Индийского океанов, — сложилось в результате изучения верхнепалеозойско-нижнемезозойских континентальных отложений южных материков, обнаруживающих поразительное сходство состава, строения и органических остатков, в основном растительных. Одна из характерных особенностей гондванских отложений — присутствие в их основании ледниковых образований (тиллитов), распространенных на всем пространстве Гондваны, от восточных цепей южноамериканских Анд до восточноавстралийских Кордильер и от Центральных Гималаев до Антарктиды. Вторая важная особенность этих отложений — повсеместная приуроченность к их верхнепалеозойской части специфического комплекса растительных остатков, принадлежащих растениям особой — гондванской (глоссоптериевой) — ассоциации. Основной группой входящих в ее состав растений были семенные папоротники семейства *Glossopteridaceae*, языковидные листья которых (греч. *glossa* — язык) составляют до 90% общего количества растительных остатков, встреченных в верхнепалеозойских отложениях Гондваны.

Наконец, третья, наиболее общая особенность Гондванского сегмента — четко выраженная на преобладающей части его площади двухэтапность его палеозойско-раннемезозойского развития. Длительному ранне-среднепалеозойскому (кембрийско-раннекаменноугольному) этапу резко противопоставляется в его пределах позднепалеозойско-раннемезозойский гондванский этап формирования гондванских отложений и развития растительности гондванской ассоциации. Развитие Гондванского сегмента на первом из этих этапов было достаточно сложным и на различных его участках различным. Единство его развития проявилось на втором, позднепалеозойско-раннемезозойском, этапе.

В Гондванском сегменте выделяются центральная часть — Центральногондванский щит, к сохранившим свое приподнятое положение фрагментам которого относятся п-ов Индостан и область Южной и Экваториальной — Гондванской — Африки (за исключением Капской складчатой системы на крайнем юге), и широкая периферическая зона, имевшая в палеозое в целом плитную структуру, но включавшая также периферические геосинклинальные Андийский и Восточно-Австралийский — Западно-Антарктический пояса. Центральногондванский щит на первом из упоминавшихся выше этапов представлял область денудации, в связи с чем доверхнепалеозойские отложения на его территории отсутствуют и лишь с позднего палеозоя в отдельных впади-



нах в его пределах началось формирование суперкристаллов образований гондванского комплекса. Двухэтапность палеозойского развития выражена здесь особенно резко. В периферической зоне сегмента эти черты сглаживаются: верхнепалеозойские отложения получают по мере удаления от щита все большее развитие, а позднепалеозойско-раннемезозойская седиментация гондванского типа все больше утрачивает в том же направлении свои характерные особенности. На одних участках периферической зоны это происходит достаточно постепенно (Южная Америка), на других — резко, почти без всякого перехода (между Гондванской и Северной (Сахарской) Африкой). Периферическая зона разделяется на три крупных звена: западное — Южно-Американское, северное — северной периферии Гондванского сегмента, включающей область Сахарской Африки и окраинных палеозойских плит (Динаро-Таврской, Аравийско-Ирано-Пакистанской, Гималайской), восточное — Восточно-Австралийское — Западно-Антарктическое.

Современное взаиморасположение Африканского, Индийского, Австралийского и Антарктического фрагментов Гондванского сегмента, разобщенных внутригондванским Индийским океаном, отвечает примерно их взаиморасположению в палеозое. Но Южно-Американский фрагмент, отделенный от Африканского новообразованным в мезокайнозой Атлантическим океаном, в палеозое был вплотную приближен к Африканскому (см. рис. 15, В), что находит подтверждение в позднепалеозойском развитии Южно-Американского и гондванской части Африканского материка.

Наиболее близка к структуре Центральногондванского щита структура платформенной части Южно-Американского звена периферической зоны. В ее пределах отложения палеозоя выполняют ряд крупных, заложившихся в различное время прогибов и впадин, разделяющих и окаймляющих с запада Гвианский, Западно-Бразильский и Восточно-Бразильский щиты. Наиболее древний — Амазонский — прогиб, заложение которого относится, возможно, к позднему протерозою, протянулся в широтном направлении между Гвианским и Восточно-Бразильским щитами. В пределах Амазонского прогиба, суженного на восток и воронкообразно расширяющегося к западу, выделяется несколько нечетко ограниченных впадин — Нижнеамазонская, Верхнеамазонская, Уанкабамба, — развитие каждой из которых отличалось некоторыми особенностями. Ряд впадин разделяет Восточно-Бразильский и Западно-Бразильский щиты. С севера на юг здесь следуют впадины Мараньян, Сан-Франциску, Парана. Средняя из них (Сан-Франциску) выполнена в основном карбонатной толщей верхнего протерозоя (серия Бамбуи). В палеозое прогибание в ней прекратилось. Впадина Мараньян возникла в конце силура, и активное прогибание продолжалось в ней до конца палеозоя. Южная, наиболее крупная, впадина — Паранская — также заложилась, по-видимому, в конце



силура, а наиболее активно развивалась в позднем палеозое и начале мезозоя.

Протянувшимся вдоль р. Парагвая узким поднятием пород фундамента, переходящим на юге в структурную ступень, Паранская впадина отделяется от окраинного (перикратонного) Чако-Пампасского прогиба, заложившегося, по-видимому, в ордовике и активно развивавшегося в позднем палеозое. На юге, в низовьях рек Рио-Колорадо и Рио-Негро, Чако-Пампасский прогиб сходит под воды Атлантического океана. Южным продолжением упоминавшихся выше пограничного поднятия и структурной ступени является, возможно, выступ докембрийских пород в районе Северных сьерр Буэнос-Айреса, ориентированный в юго-восток-северо-западном направлении и определяющий соответствующее изменение в ориентировке Чако-Пампасского прогиба. В последнем палеозойские образования глубоко погружены. На поверхность они выступают в районе северного замыкания прогиба, в грабене Чикитос, и на юге — в районе Южных сьерр Буэнос-Айреса.

Узкий и протяженный (около 8000 км) **Андийский геосинклинальный складчатый пояс**, обрамляющий Южно-Американскую платформу с запада и северо-запада, выражен морфологически системой хребтов (кордильер), протянувшихся параллельно берегу Тихого океана и образующих моноклитный горный пояс. Но геологически Андийский пояс — сложное образование, основные элементы которого (складчатые системы) ориентированы местами косо по отношению к современному горному поясу. С севера на юг в Андийском поясе выделяются четыре геосинклинальные складчатые системы: система Анд Венесуэлы (Карибская), Эквадорско-Колумбийская, Перуанско-Боливийская и Чилийско-Аргентинская. Системы Анд Венесуэлы, в которой палеозойские отложения неизвестны, мы касаться не будем.

*Эквадорско-Колумбийская система* в целом и все ее основные элементы простираются в юго-запад-северо-восточном направлении. В северной, колумбийской, части системы, которая распространяется отчасти на западные районы Венесуэлы (хребты Периха и Мерида, окаймляющие впадину Маракайбо), с востока на запад выделяются три зоны складчатых образований, которым отвечают Восточная, Центральная и Западная Кордильеры Колумбии. Последние разделяются кайнозойскими впадинами рек Магдалены и Кауко, выполненными слабоскладчатыми слоями кайнозоя, и примыкают с востока (Западная Кордильера) к прибрежной равнине с воздымающимися на ней невысокими Береговыми хребтами, сложенными складчатыми толщами мела и палеогена. Южнее, в Эквадоре, прослеживаются только зоны Центральной и Западной Кордильер, разделенные узкой высокогорной котловиной (грабеном) Кито, продолжающей на юг впадину Кауко. Зона Восточной Кордильеры в верховьях р. Магдалены выклинивается.

*Перуанско-Боливийская система* образует широкую пологую дугу с выпуклой к востоку и расширенной средней частью. В ее составе с востока на запад выделяются четыре структурно-фациальные зоны: Субандийская, Восточная, Центральная, Западная. Субандийская зона прослеживается только в средней (боливийской) части системы. Она сложена смятыми в складки слоями неогена, которые согласно подстилаются прерывистой серией слоев мезозоя и палеозоя. Восточная зона включает Восточные Кордильеры Перу и Боливии, Кордильеру Реаль и Центральную Кордильеру Боливии, сложенные в основном складчатыми толщами палеозоя. К югу, вблизи границы Боливии и Аргентины, данная зона выклинивается. На север она прослеживается



почти до северного окончания Перуанско-Боливийской системы. Ее вероятным северным продолжением является зона Восточной Кордильеры Колумбии.

Центральная зона — это древняя докембрийская кристаллическая ось Андийского пояса. Наибольшей шириной и наиболее высоким положением кристаллического фундамента данная зона характеризуется на юге, в Аргентине, на участке, образованном Пампасским массивом, и южнее, в районе Пампасских хребтов — горстовых выступов фундамента, разобщенных молодыми кайнозойскими впадинами. На центральном (Боливийском) участке высокогорной равнины Альтиплано (Пуны) древний фундамент погружен и перекрыт чехлом слабдеформированных фанерозойских отложений. К северо-западу от оз. Титикака данной зоне отвечает Центральная Кордильера Перу. Зона здесь сильно сужается и вскоре выклинивается, переходя дальше к северо-западу в структурный шов, которому следует верхнее течение р. Мараньон. Возможно, что ее дальнейшим продолжением к северу является зона Центральной Кордильеры Эквадорско-Колумбийской системы. К югу от депрессии рек Рио-Колорадо и Рио-Негро Центральная зона продолжается, вероятно, в Патагонский массив и на крайнем юге материка уходит под воды Атлантического океана.

Западная зона Перуанско-Боливийской системы сложена в основном толщами мезозойских образований и представляет, по-видимому, послепалеозойский наложенный элемент в структуре Андийского пояса. Важным компонентом (подзоной) Западной зоны является Береговая Кордильера Перу, сложенная метаморфическими породами докембрия, местами несогласно перекрытыми различными по возрасту слабоскладчатыми слоями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. По представлению ряда авторов, Береговая Кордильера Перу, отделенная от основной части Западной зоны внедрившимся в конце мезозоя узким и протяженным (свыше 1000 км) гранитным батолитом, представляет небольшой сохранившийся фрагмент крупного домезозойского Арекипского массива, подобно Пампасскому массиву Центральной зоны, с которым Арекипский массив почти непосредственно соединялся. В палеозое и мезозое Арекипский массив играл роль палеогеографического барьера, разделявшего морские бассейны Перуанско-Боливийской и Чилийско-Аргентинской систем и служившего периодически источником поступавшего в первую из них обломочного материала.

Чилийско-Аргентинская система относится к сравнительно слабоизученным областям Андийского пояса. Ее индивидуальность проявляется в ряде особенностей палеозойского развития, свойственных Предкордильере, Фронтальной Кордильере и отчасти Главной Кордильере Центральной Аргентины. На севере, где Чилийско-Аргентинская система ограничена Арекипским массивом, ее меридиональное простираие изменяется, по-видимому, на северо-восточное. Но здесь черты ее палеозойской структуры замаскированы наложенным мезозойским прогибом, продолжающим к югу мезозойский прогиб Западной зоны Перуанско-Боливийской системы. На юге основные элементы палеозойской Чилийско-Аргентинской системы погружаются под чехол мезокайнозойских отложений, и их дальнейшее продолжение в южном направлении остается неясным. Наиболее западным элементом рассматриваемой системы является Береговая Кордильера Чили. Подобно Береговой Кордильере Перу, она сложена в основном докембрийскими образованиями и крупными линейно-вытянутыми массивами мезозойских гранитоидов. От внутренних зон она отделяется молодым, возникшим лишь в кайнозое, узким Чилийским грабеном.



Западную часть Северного звена периферической зоны образует Сахарская Африка, включающая Западно-Африканскую платформу, Сахарский складчатый пояс и северную окраину Восточно-Африканской платформы. В палеозое, как и в дальнейшем, в мезозое, область Сахарской Африки имела структуру неправильного гигантского брахи-антиклинория (вала), в которой выделяются Осевая, Северная и Южная зоны (рис. 92).

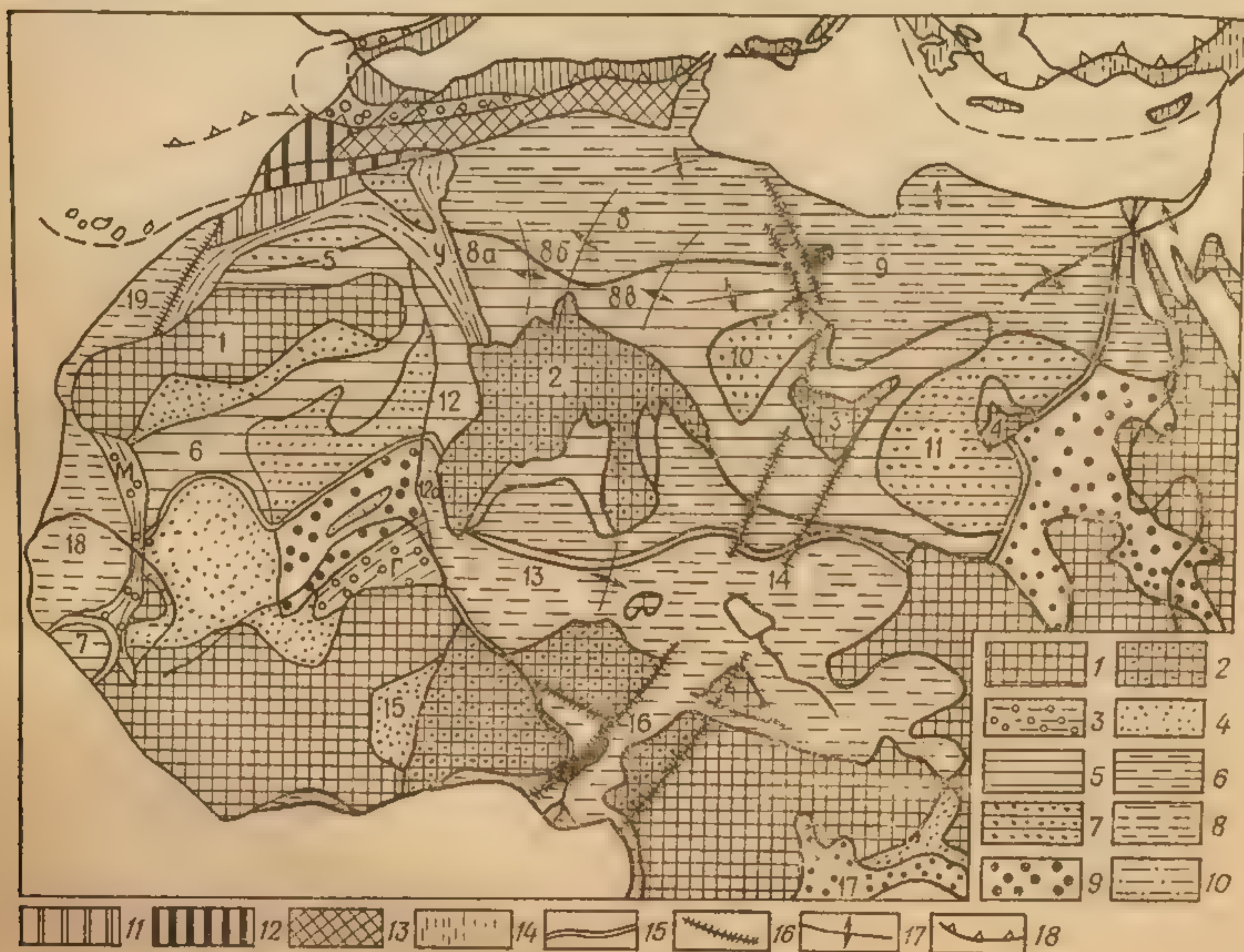


Рис. 92. Структурно-геологическая схема Сахарской Африки:

1 — доверхнепротерозойский фундамент Западно-Африканской и Восточно-Африканской (Судано-Ангольской) платформы (1 — Регибатский массив, 4 — массив Увейнат); 2 — докембрийские складчатые комплексы Сахарского складчатого пояса (2 — Ахаггарский массив, 3 — Тибести); 3 — то же Мавританид (М) и Гурмы (Г); 4-9 — комплексы чехла древних платформ и позднепротерозойских складчатых поясов: 4 — позднепротерозойского возраста, 5 — палеозойского возраста, 6 — палеозой, морской и континентальный мезозой и кайнозой, 7 — палеозой, континентальный мезозой и кайнозой, 8 — морской и континентальный мезозой и кайнозой, 9 — континентальный мезозой и кайнозой; 10 — складчатый палеозой системы Угарта (У); 11 — складчатые докембрийские и палеозойские образования Антиатласа; 12-13 — Южно-Атласская складчатая система (12 — складчатый палеозой и мезокайнозой, 13 — мезокайнозойские комплексы); 14 — Динаро Таврская плита; 15 — граница распространения палеозоя в Сахаре; 16 — разломы; 17 — оси поднятий в платформенном чехле; 18 — северная граница Гондванского сегмента. Структуры осадочного чехла: Впадины: 5 — Тиндуф, 6 — Таудени, 7 — Гвинейская, 8 — Бассейна Мзаб-Радамес (впадины: а — Ахенет, б — Муйдир, в — Полиньяк), 9 — Сирт, 10 — Мурзук, 11 — Куфра, 12 — прогиб Танезруфт (а — Суданский «пролив»), 13 — Мали-Нигерийская, 14 — Чадская, 15 — Вольта, 16 — Бенуэ, 17 — Конго. Периокеанические прогибы: 18 — Сенегальский, 19 — Тарфая

Осевая зона — Центральной Сахары — состоит из ряда докембрийских массивов (щитов) — Регибатского, Ахаггарского (Туарегского), Тибести, Увейнат, — размеры которых, начиная с Ахаггарского массива, закономерно к востоку уменьшаются. Докембрийские массивы разделены седловинами со сравнительно маломощным покровом палеозойских, иногда также мезозойских отложений. Ширина и глубина этих седловин к востоку, с уменьшением размеров массивов, увеличивается.

Северная зона — Северной Сахары (Сахарской плиты) — образует широкий северный склон Центральнотсахарского «вала». Полосой



складчатого палеозоя Угарты Северная зона разделяется на две части: небольшую западную часть, зажатую между Регибатским массивом и Антиатласом, и значительно бо́льшую восточную часть. На поверхность массивов Центральной зоны, где они слагают тассили — куэстообразные плато, круто обрывающиеся в сторону массивов и полого наклоненные в обратном направлении (рис. 93). Севернее слою палеозоя погружаются под покров мезокайнозоя, но по скважинам прослеживаются до северного края плиты.

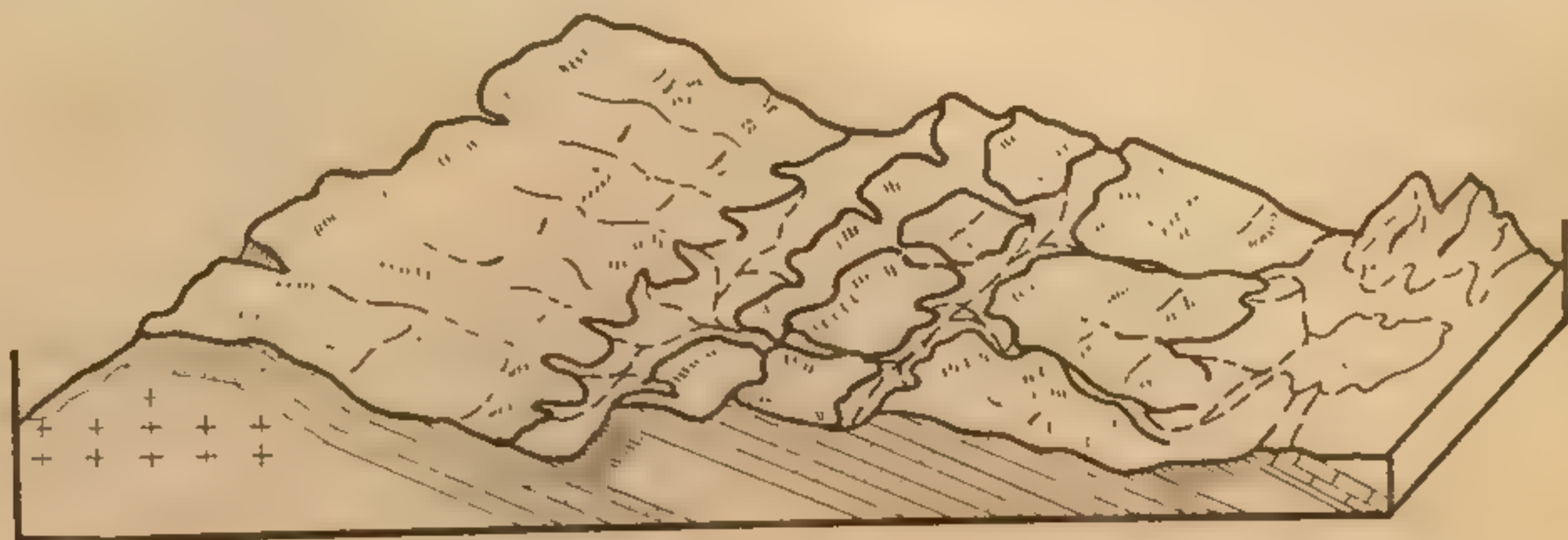


Рис. 93. Схема строения тассилей. По Фалло, 1952

Как и зона Северной Сахары, зона Южной Сахары расчленяется на ряд впадин и поднятий, ограниченных нередко разломами. Во впадинах отложения палеозоя достигают значительной мощности и полноты разреза. На поднятиях мощность слоев и полнота разреза уменьшаются и отложения приобретают более мелководный грубозернистый характер. В зоне Северной Сахары с запада на восток выделяются (см. рис. 92): небольшая, но глубокая впадина Тиндуф; обширная впадина («бассейн») Мзаб-Радамес, в составе которой различают ряд частных впадин (Ахсет, Агемур-Муйдир, Полиньяк и др.); полностью погребенная под слоями мезокайнозоя впадина Сирт; вдающаяся между массивами Ахаггар и Тибести впадина Мурзук; разделяющая массивы Тибести и Увейнат впадина Куфра. В зоне Южной Сахары в том же направлении следуют впадина Таудени, Мали-Нигерийская впадина, впадина оз. Чад.

Особое место в фанерозойской структуре Сахары занимает система поднятий и впадин, протянувшихся вдоль границы Западно-Африканской платформы и Сахарского складчатого пояса. В Северной Сахаре к ней принадлежит система пологих складок Угарты, расщепляющаяся на севере на две ветви: западную и восточную. Последняя,



продолжающая основное направление складок Угарты, «упирается» на севере в структуры Атласа, образуя на своем северном окончании расширение, к которому приурочен каменноугольный бассейн Кенадза-Бешар. В палеозое зона Угарты испытала интенсивное погружение: мощность палеозойских отложений превышает здесь местами 10 000 м. Южным продолжением прогибов Угарты являлся узкий меридиональный прогиб Танезруфт, протягивающийся, в свою очередь, дальше к югу в виде мезозойского грабенообразного прогиба — Суданского

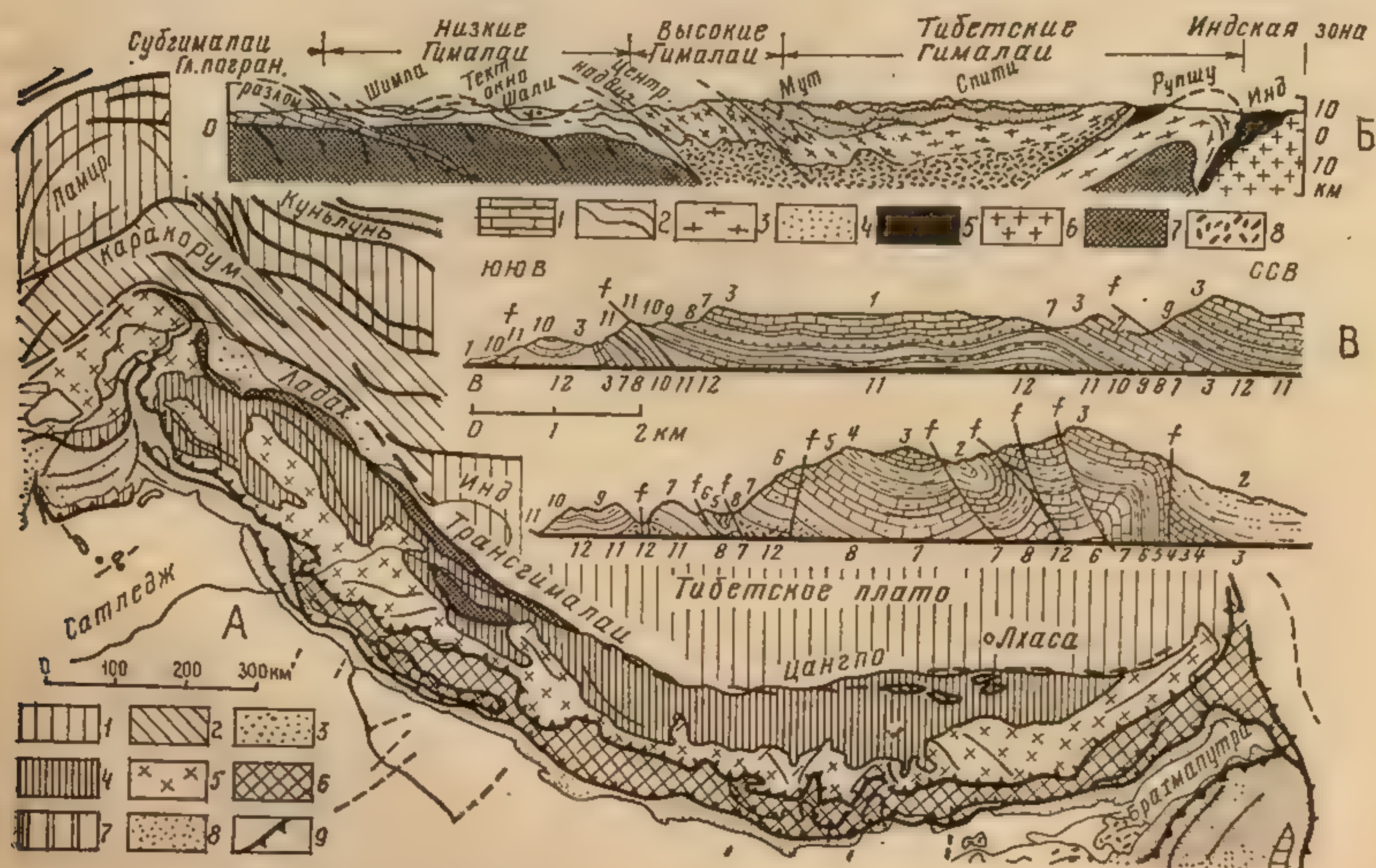


Рис. 94. Тектоническая схема Гималаев. По А. Гансеру, 1967.

А — главные черты структуры Гималаев: 1 — Памир, Куньлунь, 2 — Каракорум, 3 — осадочные орогенные породы и офиолиты (флиш Инда), 4 — Тибетские Гималаи, 5 — Высокие Гималаи, 6 — Низкие Гималаи, 7 — пояс Симла-Крол, 8 — Субгималаи, 9 — главные надвиги. Б — сводный разрез Гималаев: 1 — платформенный чехол, 2—4 — складчатые комплексы: 2 — Низких Гималаев, 3 — Высоких Гималаев и антиклиналь Раксос, 4 — Тибетских Гималаев, 5 — образования Индской зоны (офиолитовая ассоциация и др.), 6 — граниты хр. Койлас (Тибет), 7 — кристаллический фундамент Гондваны, 8 — кора Тетиса. В — геологические разрезы Соляного края: 1 — плейстоценовый аллювий, 2 — сивалик, 3 — нуммулитовые слои, 4 — юра, 5 — триас, 6 — продуктусовые известняки, 7 — пестрые песчаники, 8 — валунный слой Талчер, 9 — слои с псевдоморфозами по каменной соли, 10 — магнетитовые песчаники, необолусовые сланцы, 11 — пурпурные песчаники, 12 — соляная серия, f — сбросы (часто взбросы)

«пролива», по которому осуществлялась, вероятно, связь бассейнов мелового времени Северной и Южной Сахары.

Восточнее северное звено периферической зоны охватывает ряд изолированных областей развития палеозойских отложений, имевших в палеозое структуру плит. С запада на восток это Динаро-Таврская плита, Аравийско-Ирано-Пакистанская плита, Гималайская плита. Динаро-Таврская плита была вытянута узкой полосой по северной окраине палеозойской Гондваны на участке от Южных Альп на западе до Каспийского моря на востоке. Обширная Аравийско-Ирано-Пакистанская плита включала территорию Аравии, Ирана, южного Афганистана и Пакистана. Загросского разлома и ограниченной им с северо-запада складчатой системы Загросса, разделяющих в настоящее время область этой палеозойской плиты на две части: внутреннюю — Аравийскую, не затронутую альпийской переработкой, и внешнюю —



Ирано-Пакистанскую, геосинклинально переработанную на альпийском этапе, в палеозое, по-видимому, не существовало.

Место Гималайской плиты в современной структуре занимает горноскладчатое сооружение Гималаев, в котором с юга на север выделяются четыре основные зоны: Субгималаев, Низких Гималаев, Высоких Гималаев и Тибетских Гималаев (рис. 94). Высокие Гималаи представляют гигантскую плиту метаморфических пород докембрия, наклоненную к северу и перекрытую в этом направлении — в зоне Тибетских Гималаев — чехлом осадочных пород палеозоя и мезозоя, надвинутую на юге на толщи пород Низких Гималаев по Главному Центральному надвигу. В районе, где р. Сатледж прорезает хребет, этот надвиг пересекает зону Низких Гималаев и скрывается под покровом неогеновых и четвертичных отложений Субгималаев. Возможно, что на его западном продолжении располагается внутриплатформенная складчатая система Соляного Кряжа, палеозойские образования которой сходны с палеозоем Тибетских Гималаев. Низкие Гималаи возникли, по-видимому, на месте внутриплатформенного позднепротерозойского прогиба, типа Яньшаньского прогиба Северо-Китайского геоблока Синийской параплатформы. В палеозое область этого прогиба была, вероятно, приподнята и отделяла область Высоких и Тибетских Гималаев от расположенного южнее Деканского щита.

Восточное — Австралийско-Антарктическое — звено периферической зоны Гондванского сегмента, подобно Южно-Американскому звену, включает внутреннюю платформенную область — Австралийскую и Антарктическую платформы — и внешнюю геосинклинальную складчатую область, представленную Тасмано-Западно-Антарктическим геосинклинальным складчатым поясом.

В пределах покрытой ледниковым щитом Антарктической платформы палеозойские образования неизвестны, и о ее развитии в палеозое ничего определенного сказать нельзя. Австралийская платформа в палеозое в большей своей части была приподнята. Осадконакопление локализовалось в ее пределах в ряде впадин («бассейнов»), отдельные из которых (Амадиес, Оффисер) заложились уже в позднепротерозое, другие — в различные эпохи палеозоя.

Основным элементом Тасмано-Западно-Антарктического пояса является Тасманская (Восточно-Австралийская) складчатая область, достигающая на юге (на широте Мельбурна) ширины 800 км и сокращающаяся на севере, в Северном Квинсленде, до 200 км. Граница Тасманской области с Австралийской платформой почти на всем ее протяжении скрыта под мощным чехлом мезозойских отложений впадин Марри и Большого Артезианского Бассейна (рис. 95).

В составе Тасманской складчатой области выделяются две складчатые системы: западная, ранне-среднепалеозойская, — Лахланская и восточная, позднепалеозойская, — Новой Англии, — разделенные Боуэн-Сиднейской зоной («порогом») — погребенной докембрийско-Боуэн-Сиднейской зоной, подобной Центральной зоне Перуанско-Боливийской системы южноамериканских Анд.

В Лахланской системе, в свою очередь, выделяются две части: южная — Лахланская система собственно (s. str.), складчатые образования которой, слагающие ряд антиклинорных и синклинорных зон меридионального простирания, выступают на поверхность и сравнительно хорошо изучены, и северная часть — Томсонская система. Последняя почти целиком располагается в пределах Большого Артезианского Бассейна, где палеозойские отложения глубоко погружены и вскрываются лишь немногими буровыми скважинами. На поверхность



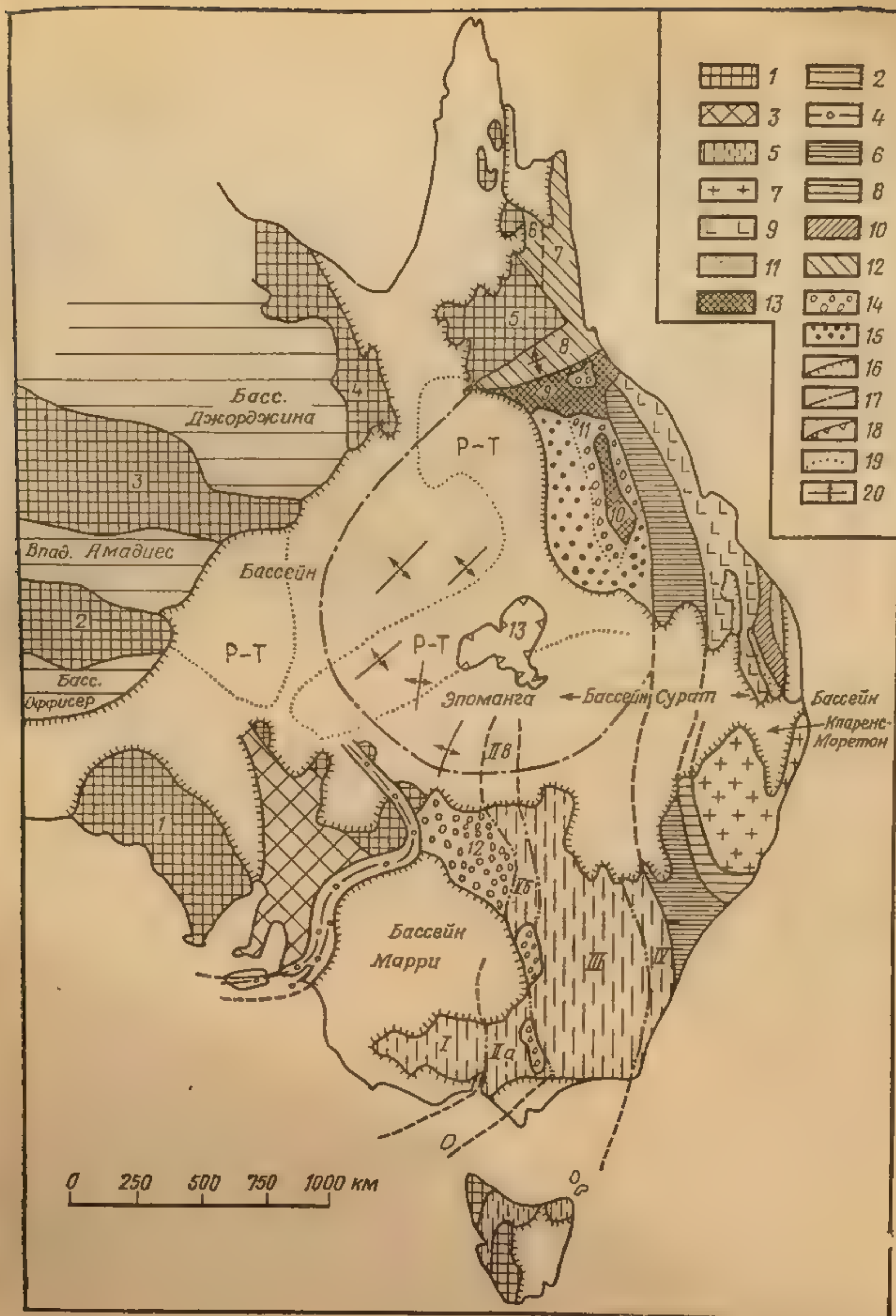


Рис. 95. Структурно-геологическая схема восточной Австралии. В основном по материалам сборника «The Phanerozoic structur of Australia», 1978):

1 — докембрийские массивы (1 — Голер, 2 — Масгрейв, 3 — Аранта, 4 — Маунт-Айза, 5 — Джорджтаун); 2 — палеозойские прогибы Австралийской платформы; 3 — система Аделаида; 4 — зона Канманту; 5 — Лахланская складчатая система s.str. (зоны: I — Балларат, IIa — Мельбурнская, IIb — прогибы Кобар, IIв — Эдавейл, III — Восточно-Лахланская, IV — Хилл-Энд); 6 — Сиднейский и Боуэнский «краевые» прогибы; 7—11 — складчатая система Новой Англии; 7 — «провинция» Новой Англии, 8 — прогиб Тамуорт; 9 — «провинция» Ярл; 10—11 — «провинция» Гимпи (10 — прогиб Гимпи, 11 — прогибы со складчатыми морскими и континентальными отложениями нижнего-среднего триаса); 12 — складчатая система северного Квинсленда (6 — «шельф» Чиллаго, 7 — прогиб Ходжкинсон, 8 — прогиб Брокен-Ривер); 13 — складчатая система Томсона (9 — массив Лолуорт-Равенсвуд, 10 — массив Анаки); 14 — позднедевонско-раннекаменноугольные прогибы (11 — Драммонд, 12 — Дарлинг); 15 — пермо-триасовый прогиб Галили; 16 — граница Большого Артезианского Бассейна, бассейна Марри и других поздне-триасовых и более молодых прогибов; 17 — граница Томсонской складчатой системы; 18 — граница погребенных позднедевонско-раннекаменноугольных прогибов (13 — прогиб Эдавейл); 19 — граница погребенных пермско-триасовых прогибов; 20 — простираие палеозойских складок



кращается. В том же направлении выклиниваются (фациально замещаются карбонатными породами?) сланцы Янчжуан, в связи с чем известняки Гаюйчжуан и Умишань сливаются в единую карбонатную толщу и тем самым стирается грань между нижним и средним синием пекинского разреза. Верхняя часть разреза рассматриваемых отложений в результате общего воздымания слоев к западу от Пекина постепенно срезается поверхностью современной денудации, и вся видимая толща слоев синия приобретает однообразный карбонатный состав.

По-видимому, подобный же преимущественно карбонатный состав и ранне-среднесинийский возраст имеют отложения рассматриваемого этапа геоблока Внутренней Монголии.

В восточном направлении, сохраняя в целом основные черты своего строения, отложения синия — раннего палеозоя прослеживаются в район Ляодунского полуострова и далее к востоку, в *Пхённамскую впадину*. В пределах последней в составе синия выделяется нижняя серия — Санвон — нижнего-среднего синия и верхняя серия — Кухён — верхнего синия. Серия Санвон представлена двумя осадочными циклами общей мощностью до 4000—5000 м, сложенными в нижней части кварцитами и сланцами, а в верхней — карбонатными породами. Серия Кухён сложена однообразной толщей тонкослоистых серых, зеленовато-серых, черных (углистых) известковистых сланцев с прослоями алевролитов и песчаников. В ее нижней части часто рассеяна угловатая галька более древних пород (кварцитов, известняков) синия. Этим нижним глинисто-галечниковым слоям приписывается некоторыми геологами ледниковое (озерно-ледниковое) происхождение. Отложения серии Кухён залегают с разрывом несогласно и трансгрессивно на различных толщах подстилающих слоев, что, по-видимому, свидетельствует о значительном перерыве. На этом основании некоторые геологи к синию относят только серию Кухён, считая серию Санвон уже досинийским протерозоем.

Палеозойская часть отложений рассматриваемого этапа представлена в Пхённамской впадине морскими слоями кембрия и нижнего среднего ордовика. В их основании залегает терригенная фациально изменчивая серия Яндык нижнего — нижней части среднего кембрия, кроющаяся мощной (до 2000—2500 м) толщей известняков верхней части среднего кембрия — среднего ордовика. Характер серии Яндык — стратиграфического и литологического аналога сланцев Мань-тоу — с юга на север меняется. На юге они представлены тонкозернистыми глинисто-алевритовыми породами, согласно залегающими на слоях серии Кухён. В их основании развит маломощный горизонт сланцев, фациально замещающихся фосфатно-фосфатных горючих сланцев, алевролитами. К северу отложения серии Яндык становятся более грубозернистыми и в их основании появляются песчаники, местами даже конгломераты, с разрывом налегающие на слои синия, а у северного края впадины, совпадавшего, по-видимому, с ее современным краем, — непосредственно на досинийские породы ее фундамента.

6 — Сямалин, 7 — Телинь, 8 — Хуншуйчжуан, 9 — Умишань, 10 — Янчжуан, 11 — Гаюйчжуан, 12 — Дахунюй, 13 — Чуаньлингоу, 14 — Чанчэн, 15 — комплекс Сангань (граниты, кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы).  
В — геологические профили через Яньшаньскую систему к северо-востоку от Пекина («Древнейшие породы Китая», 1962):  
Areh — архейские гнейсы; 1—10 — синий: 1 — кварциты Гаюйчжуан, 2 — сланцы Чуаньлингоу, 3 — кварциты Дахунюй и андезитовые лавы, 4 — известняки Гаюйчжуан, 5 — красные сланцеватые глыбы Янчжуан, 6 — известняки Умишань, 7 — сланцы Хуншуйчжуан, 8 — известняки Телинь, 9 — сланцы Сямалин, 10 — известняки Цзиньэрюй; Sch — сланцы Маньтоу, Sch — известняки Чжанся, Sch — известняки Чжаомидянь, Ord — ордовикские известняки с Actinoceras; H — надвиг



В строении и развитии Новой Зеландии проявляются черты, определяющие ее особое место как среди фрагментов Гондваны, так и в ряду структурно-геологических единиц Круготихоокеанского пояса. В крупном плане структура Новой Зеландии довольно проста. Ее характерным элементом является Альпийский разлом, косо пересекающий оба острова, считающийся обычно сдвигом. Возможно, однако, что он представляет нарушение сбросо-надвигового характера. В пределах островов Южный и Северный выделяются четыре S-образно изгибающиеся зоны, которые в основном простираются параллельно западному побережью. Но на юге все зоны изгибаются к юго-востоку, пересекая южную часть о. Южный.

Наиболее западная зона (первая) сложена докембрием, нижним, отчасти средним палеозоем, прорванными серией разновозрастных гранитных интрузий. Палеозойские образования распространены в основном в северо-западной части о. Южный в округах Нельсон и Уэстленд. На значительном протяжении зона ограничена с востока Альпийским разломом. Следующая к востоку зона (вторая) сложена толщами верхнего палеозоя, триаса и юры. Она состоит из двух разобщенных звеньев: северного и южного, имеющих простую синклинальную структуру. Ее более широкое южное звено — Саутлендская синклиналь — простирается в северо-запад-юго-восточном направлении поперек о. Южный, значительно расширяясь к юго-востоку. На о. Южный далее к востоку следует зона метаморфических сланцев Хаст (третья). На юге, где она имеет северо-запад-юго-восточное простирание, ее ширина достигает 150 км. Севернее она резко сужается и выклинивается. На о. Северный она появляется вновь, но уже к западу от Альпийского разлома и внутри поля развития пород (четвертой) зоны, к которой относятся почти весь о. Северный и северо-восточная часть о. Южный. Четвертая зона сложена мощными сильно-складчатыми толщами верхнего палеозоя, триаса, юры и нижнего мела (неокома). Комплекс этих отложений несогласно перекрыт слабо-складчатыми отложениями верхнего мезозоя и кайнозоя.

#### **ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ГОНДВАНСКОГО СЕГМЕНТА**

В области Центральногондванского щита (Индостан, Гондванская Африка) доверхнекаменноугольные отложения отсутствуют, поэтому о характере развития данной области на рассматриваемом этапе, кроме того, что она являлась на его протяжении преимущественно областью денудации, ничего определенного сказать нельзя. Но в пределах периферической зоны сегмента доверхнекаменноугольные образования распространены довольно широко. Именно на этой зоне мы и остановим в данном разделе наше внимание.

Этап (мегаэтап), о котором будет идти речь, весьма продолжителен и распадается на несколько более мелких этапов (или стадий) развития, число, характер и границы которых не всегда оказываются адекватными в различных звеньях периферической зоны. Но все же в первом приближении последовательность и число этих этапов выдерживаются на протяжении всей периферической зоны, и они могут быть приняты за основу при рассмотрении допозднепалеозойского развития последней. Мы будем различать следующие этапы: раннепалеозойский (ордовик, нередко также кембрий, а местами и силур); среднепалеозойский, наиболее варьирующий по своей продолжительности (в наиболее полном выражении — силур, иногда поздний ордовик — сред-



складчатый комплекс Томсонской системы выступает только на северо-востоке в массивах Анаки и Лолуорт-Равенсвул. Строение Томсон-делах антиклинальных и синклинальных структур ориентированы скорее концентрический, чем линейный, рисунок. Неясными остаются пока и взаимоотношения Лахланских (s. str.) и Томсонских структур. По-видимому, тесно сжатый пучок первых из них в Томсонской системе расправляется, и зоны утрачивают при этом свою индивидуальность. Область Томсонской системы занята обширными постскладчатыми впадинами, выполненными отложениями верхнего девона — нижнего карбона, на которые наложился пермско-триасовые впадины, а затем обширная юрско-меловая впадина Большого Артезианского Бассейна.

В системе Новой Англии обособляются три отрезка: Новой Англии (южный), Южного Квинсленда, Северного Квинсленда. Два первых из них, хотя и разделены триасово-юрскими впадинами Сурат и Кларенс-Моретон, имеют много общего, образуя систему Новой Англии собственно. Северный отрезок занимает обособленное положение и выделяется иногда в самостоятельную складчатую систему Северного Квинсленда. Вероятно, именно структуры этой складчатой системы протягиваются дальше к северу в Новую Гвинею.

В системе Новой Англии собственно различают три «провинции»: «провинцию» (синклинорий) Ярол, к которой относится большая часть отрезка Южного Квинсленда; «провинция» Новой Англии, охватывающая одноименный отрезок складчатой системы; небольшая «провинция» (краевой прогиб?) Гимпи, характеризующаяся развитием морских пермских и триасовых отложений. Синклинорий Ярол граничит с северной (Боуэнской) частью Сидней-Боуэнского «порога» по зоне разломов, к которой приурочена цепочка небольших серпентинитовых массивов. На границе южной (сиднейской) части того же «порога» и «провинции» Новой Англии выделяется промежуточная единица — синклинорий Тамуорт, который представляет, по-видимому, краевую зону Сидней-Боуэнского «порога». Вдоль восточного края синклинория Тамуорт протягивается «Большой серпентинитовый пояс», который отделяет его и «порог» в целом от «провинции» Новой Англии.

На юго-востоке к Австралийской платформе примыкает салаирская складчатая система Аделаида. Внешняя (восточная) зона (краевой прогиб) системы Аделаида — зона Канманту — относится некоторыми авторами к Лахланской системе, что вряд ли правильно. Зона Канманту тесно связана в своем развитии с Аделаидской системой и в то же время отделяется на ряде участков от Лахланской системы выступами фундамента платформы.

В Западно-Антарктическом сегменте пояса выделяются две складчатые системы: примыкающая к Антарктической платформе Трансантарктическая система, занимающая большую восточную часть Западной Антарктиды, и система Антарктанд, занимающая Антарктический полуостров и Тихоокеанское побережье Западной Антарктиды. Зона сочленения этих систем, как и зона сочленения первой из них с Антарктической платформой, закрыта ледниковым щитом. Основным доступным изучению элементом Трансантарктической системы является Трансантарктический хребет, протянувшийся вдоль границы Восточной и Западной Антарктиды, и горы Элсуэрта в северо-восточной части системы. Для системы Антарктанд аналогичным элементом является Антарктический полуостров.



ний карбон, но обычно в начальной и конечной частях сокращенный); в некоторых районах периферической зоны обособляется эопалеозойский этап (поздний протерозой — кембрий).

# ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОЕ (ЗАПАДНОЕ) ЗВЕНО ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

## Ранний палеозой (кембрий — ордовик)

В Южной Америке вне Андийского пояса палеонтологически охарактеризованные отложения кембрия достоверно неизвестны. К кембрию относят обычно толщу мелкозернистых красноватых аркозовых песчаников, обнажающихся узкими полосами вдоль северного и южного краев Нижнеамазонской впадины и слагающих основание выполняющих ее осадочных образований (рис. 96). Органические остатки в этой, вероятно континентальной, толще отсутствуют, и ее кембрийский

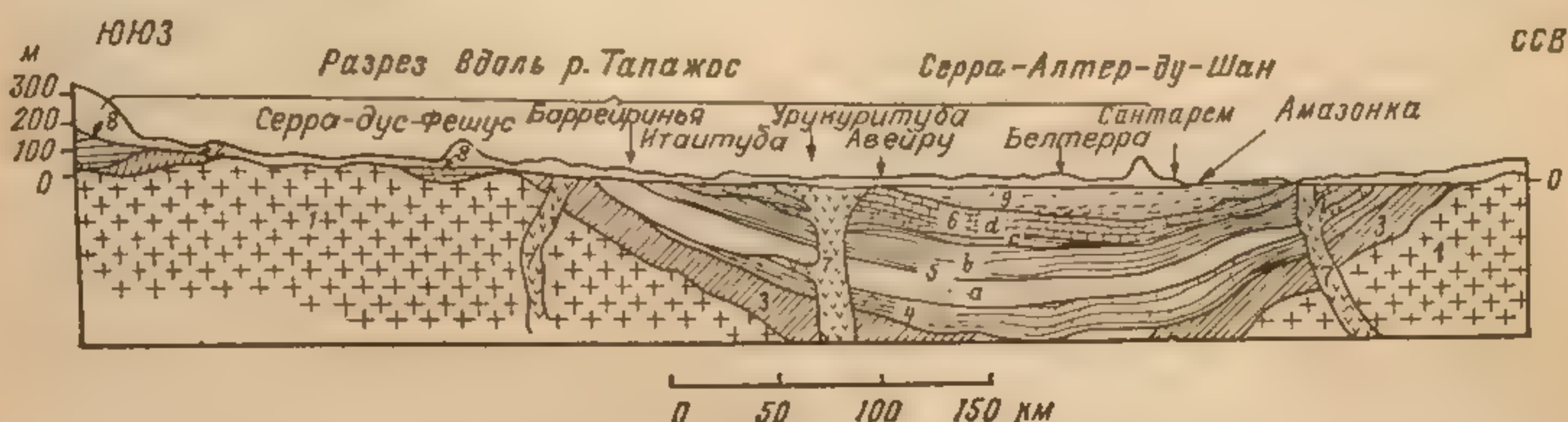


Рис. 96. Разрез через Амазонскую впадину. По А. Игнасио ди Оливейра, 1947:  
1 — ранний докембрий; 2 — альгоник (минасская серия); 3 — кембрий (серия Уатуман); 4 — силур (серия Тромбетас); 5 — девон: а — песчаники и сланцы групп Маэкуру и Куруа, б — черные сланцы Баррейринья; 6 — карбон: с — белые песчаники, d — известняки, песчаники и сланцы; 7 — дайки диабазов; 8 — мел (серия Паресис); 9 — третичные породы (серия Баррейрас)

возраст проблематичен. Более вероятна ее принадлежность к верхнему протерозою. По-видимому, к верхнему протерозою относится и ряд других немых толщ, распространенных в различных районах Южно-Американской платформы (серии Лаврас, Бамбуи, Бодокена и др.), для которых нередко предполагается кембрийский или ордовикский возраст.

К верхнему ордовику относится, возможно, толща конгломератов и песчаников, до нескольких сотен метров мощности (серия Марика), в которых были встречены остатки плеченогих (*Orbiculoidea*, *Lingula*), распространенная в штате Риу-Гранди-ду-Сул на юго-востоке Бразилии. Толща этих слоев дислоцирована и перекрыта покровами вулканических пород кислого состава (кварцевых порфиров). Сходные вулканические породы предположительно позднеордовикского или раннесилурийского возраста распространены также севернее, в бассейне р. Параны (кварцевые порфиры Кастру) и южнее, в Уругвае. Вероятно, к ордовику относится нижняя часть «силурийской» железорудной серии Сьерра-Гранде в районе северной окраины Патагонского массива. Данная серия, около 1000—1200 м мощности, сложена светлыми тонкозернистыми кварцитами с прослоями песчано-глинистых сланцев, в средней части которых располагается горизонт гематитового оолитового железняка. Выше по разрезу были встречены единичные остатки плеченогих, указывающих на силурийский (уинлоксский) и раннедевонский возраст верхней части железорудной серии. Сходная «силурийская» кварцитовая толща развита также в районе Южных сьерр Буэ-



рактикованные отложения кембрия достоверно неизвестны. К кембрию относят обычно толщу мелкозернистых красноватых аркозовых песчаников, обнажающихся узкими полосами вдоль северного и южного краев Нижнеамазонской впадины и слагающих основание выполняющих ее осадочных образований (рис. 96). Органические остатки в этой, вероятно континентальной, толще отсутствуют, и ее кембрийский



Рис. 96. Разрез через Амазонскую впадину. По А. Игнасио ди Оливейра, 1947:  
1 — ранний докембрий; 2 — альгонк (минасская серия); 3 — кембрий (серия Уатуман); 4 —  
силур (серия Тромбетас); 5 — девон: а — песчаники и сланцы групп Маэкуру и Куруа, б —  
известняки, песчаники и черные сланцы Баррейринья; 6 — карбон: с — белые песчаники, д — известняки, песчаники и  
сланцы; 7 — дайки диабазов; 8 — мел (серия Паресис); 9 — третичные породы (серия Баррейрас)

возраст проблематичен. Более вероятна ее принадлежность к верхнему протерозою. По-видимому, к верхнему протерозою относится и ряд других немых толщ, распространенных в различных районах Южно-Американской платформы (серии Лаврас, Бамбуи, Бодокена и др.), для которых нередко предполагается кембрийский или ордовикский возраст.

К верхнему ордовику относится, возможно, толща конгломератов (серия Марика),



нос-Айреса, где она несогласно ложится на докембрийские породы фундамента платформы.

Восточным продолжением зоны развития нижнего палеозоя района Сьерра-Гранде и Южных сьерр Буэнос-Айреса является, по-видимому, район развития нижнего палеозоя Капской складчатой системы на крайнем юге Африки, представляющей, вероятно, тупиковое восточное ответвление Андийского складчатого пояса.

В Капской складчатой системе к нижнему палеозою относят в настоящее время нижнюю основную часть нижней из трех свит капской «системы» — свиту Столовой горы. Нижнепалеозойский (ордовикский) возраст верхних слоев этой свиты был установлен палеонтологически в 1970 г. До этого она считалась немой и датировалась ранним девонem, поскольку согласно налегающая на нее средняя свита капской «системы» (свита Боккевельд) датируется палеонтологически верхней частью раннего девона. Свита Столовой горы сложена мощной (до 4000—5000 м) толщей светлых кварцитовидных песчаников и кварцитов с прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов, несогласно залегающих на метаморфических породах докембрия. В верхней части свиты присутствует пачка зеленоватых и красноватых местами ленточно-слоистых аргиллитов, до 250—300 м мощности. В ее нижней половине, имеющей ледниково-морское происхождение, рассеяны ограниченные валуны и гальки с ледниковой штриховкой, а в верхней — были встречены в ряде мест остатки плеченогих, по которым возраст вмещающих слоев датируется самым поздним ордовиком. Выше в разрезе свиты Столовой горы следует верхний горизонт светлых кварцитовидных песчаников силурийского (?) возраста. Возраст же подстилающей ледниково-морские слои части свиты датируется предположительно поздним, средним и ранним ордовиком, а самых нижних ее слоев — ранним ордовиком — поздним кембрием.

Со свитой Столовой горы может быть сопоставлена нижняя палеонтологически не охарактеризованная часть железорудной серии Сьерра-Гранде и кварцитовой «силурийской» толщи Южных сьерр Буэнос-Айреса. Тем самым подтверждается ордовикский возраст данных отложений, с которыми, в свою очередь, может быть сопоставлена железорудная додевонская немая серия Жакидагу, выступающая на поверхность у северного края Чако-Пампасского прогиба в грабене Чикитос.

В Андийском поясе палеонтологически охарактеризованные слои кембрия известны лишь в небольшом числе пунктов. Значительно более широко распространены здесь отложения ордовика, благодаря чему именно в ордовике с наибольшей четкостью проявляется различие между стабильной, остававшейся выше уровня моря платформой и активно погружавшимися геосинклинальными прогибами Анд.

В Эквадорско-Колумбийской и Перуанско-Боливийской системах палеонтологически охарактеризованные слои кембрия известны лишь в двух районах: на юго-востоке Восточной Кордильеры Колумбии и в районе южного замыкания Восточной зоны Перуанско-Боливийской системы в пограничных районах Боливии и Аргентины. В Колумбии остатки трилобитов среднего и позднего кембрия «Атлантической» провинции (*Paradoxides* и др.) встречены в толще глинистых сланцев и песчаников, известной под общим названием сланцев Кетаме, широко распространенных в Восточной Кордильере Колумбии. Ряд авторов к кембрию относят также сходные, но метаморфизованные немые породы Центральной Кордильеры Колумбии (серия Кахамарка), в составе которых присутствуют покровы основных вулканических пород. В юж-



ной Боливии и северной Аргентине остатки трилобитов среднего и позднего кембрия найдены в кварцито-сланцевой толще, до 3000 м мощности, получившей в северной Аргентине название группы Мезон. Некоторые авторы к кембрию (нижнему?) относят также нижележащую, отделенную от группы Мезон несогласием песчано-сланцевую свиту Пунковискана, основываясь на присутствии в ней проблематичного ископаемого *Oldhamina*. В северной Боливии предположительно к кембрию относится немая толща песчаников и конгломератов до 2600 м мощности, выступающая местами в ядрах антиклиналей из-под слоев нижнего ордовика.

Отложения ордовика как в зоне Восточной Кордильеры Колумбии, так и Восточной зоне Перуанско-Боливийской системы распространены повсеместно, шире, чем какие-либо другие образования палеозоя, включают, по-видимому, слои всех трех отделов ордовика, но однообразны по составу. Везде они представлены толщами различным образом чередующихся, нередко флишеидно, глинистых сланцев, часто граптолитовых, алевролитов и песчаников, до 3000—4000 м общей мощности.

Иной характер имеют нижнепалеозойские образования Чилийско-Аргентинской системы, принимающие участие в строении Предкордильеры и Фронтальной Кордильеры Аргентины. Нижний и средний кембрий представлен здесь тонкослоистыми известняками, до 2000 м мощности, с остатками трилобитов «Тихоокеанской» провинции. Основание кембрийских известняков здесь не вскрыто, а венчается разрез кембрия толщей известняковых брекчий неясного генезиса. Выше трансгрессивно с конгломератами в основании залегают слои ордовика.

В ордовике условия осадконакопления в Чилийско-Аргентинской геосинклинали дифференцировались. В ее восточной части ордовик представлен толщей известняков, отчасти также глинистых граптолитовых сланцев и песчаников, до 2000—3000 м общей мощности. К западу эти образования сменяются более мощной серией сланцев, граувакк и песчаников, прослоенных в верхней части покровами основных вулканических пород. По-видимому, в ордовике Чилийско-Аргентинская геосинклиналь приобрела асимметричный авлакогеосинклинальный характер. С запада она ограничивалась, вероятно, в это время системой разломов, чем были вызваны интенсивное погружение ее западного края и развитие вдоль него вулканической деятельности. Далее к западу располагался возвышенный массив суши, служивший источником поступавшего в прогиб обломочного материала.

### Средний палеозой (силур — девон)

В отличие от нижнепалеозойских среднепалеозойские образования широко распространены как в Андийском поясе, так и во внеандийской части Южной Америки. Как правило, они ограничены, однако, силурами — девоном. На первую половину карбона (миссисипий) здесь приходится широко распространенный перерыв в накоплении осадков.

В Амазонский и Чако-Пампасский прогибы Южно-Американской платформы море проникло в раннем силуре (рис. 97). Оно оставило следы в виде толщи мелко-среднезернистых песчаников и глинистых сланцев, до 1000 м мощности в осевой части Амазонского прогиба и до 800 м мощности у северного и восточного бортов Чако-Пампасского прогиба. В Амазонском прогибе слои силура выступают на поверхность вдоль северного и южного краев Нижнеамазонской впадины; в Чако-Пампасском прогибе — вдоль его восточного борта (в Парагвае), где



они с конгломератом в основании несогласно налегают на докембрийские породы «порога», отделяющего Чако-Пампасский прогиб от Паранской впадины. В палеонтологическом отношении нижнесилурийские отложения рассматриваемых прогибов обнаруживают тесную связь с

одновозрастными слоями Северной Америки (Аппалачей и Преаппалачского прогиба).

После перерыва во второй половине силура и в первой половине раннего девона море в рассматриваемые прогибы возвращается. Но в континентальной обстановке осадконакопление началось в них, вероятно, уже с самого начала девона. В Амазонском прогибе нижний девон представлен толщей песчаников, частично кварцитовидных, до 500—600 м мощности (группа Маэкуру), в верхней части с обильными остатками плеченогих, двустворок и других ископаемых, близких к ранне-среднедевонским формам Аппалачей. Средний девон (группа Куруа) сложен в Амазонском прогибе глинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков, до 300—400 м мощности, также с обильными органическими остатками аппалачского типа. В позднем девоне море снова и уже надолго покидает Ама-



Рис. 97. Палеогеографическая карта, показывающая трансгрессию раннего силура (к западу) в бассейне Амазонки. По Харрингтону, 1960:

1 — суша, 2—4 — морские неритовые отложения (2 — верхняя, 3 — средняя, 4 — нижняя серии)

зонский прогиб. Но в континентальной обстановке осадконакопление в нем, возможно, в позднем девоне еще продолжалось. Сходный характер имеют и девонские отложения Чако-Пампасского прогиба, но отличаются от амазонских в палеонтологическом отношении. Они принадлежат к южной — Мальвино-Кафрской — палеозоогеографической провинции. Это различие указывает, по-видимому, на возникновение в начале девона барьера суши, отделившего Амазонский прогиб от Чако-Пампасского и смежного с последним отрезка Андийского пояса.

Девонские отложения Амазонского прогиба образуют, как мы видели, крупный осадочный цикл, начинающийся и завершающийся накоплением континентальных образований, разделенных морскими слоями нижнего и среднего девона. Подобный осадочный цикл, но более мощный и более длительно формировавшийся, образуют среднепалеозойские отложения впадины Мараньян, начало накопления которых относится к позднему силуру, а конец — к раннему карбону.

Базальный член среднего палеозоя впадины Мараньян — верхнесилурийская свита Сьерра-Гранде — в своей нижней части, мощностью



ские породы «порога», отделяющего Чако-Пампасской ранской впадины. В палеонтологическом отношении отложения рассматриваемых прогибов обнаружива



Рис. 97. Палеогеографическая карта, показывающая трансгрессию раннего силура (к западу) в бассейне Амазонки. По Харрингтону, 1960:

1 — суша, 2—4 — морские неритовые отложения (2 — верхняя, 3 — средняя, 4 — нижняя серии)

одновозр  
Северно  
чей и  
прогиба

Пос  
рой пол  
первой  
вона мо  
мые про  
Но в к  
становке  
началос  
уже с с  
на. В А  
нижний  
толщей  
но кв  
500—600  
па Маэ  
сти с об  
плечено  
других  
к ран  
формам  
ний дев  
сложен  
гибе гл  
с просл  
известн  
мощност  
ми орга  
ми аппа  
зднем де  
уже на

зонский прогиб. Но в континентальной обстановке с  
нем, возможно, в позднем девоне еще продолжалос  
тер имеют и девонские отложения Чако-Пампасской



200—250 м, представлена толщей светлых каолинистых грубозернистых, обычно косослоистых песчаников, местами конгломератовидных, залегающих на размытой поверхности докембрийских пород. Эти аллювиально-пролювиальные(?) образования в верхней части свиты, мощностью 150—170 м, сменяются песчано-глинистыми породами лагунно-морского происхождения, с остатками микроскопических морских водорослей. Впадина представляла, вероятно, в это время опреснен-серия преимущественно морских песчано-глинистых отложений нижнего и среднего девона. Комплекс встреченных здесь форм морских ископаемых близок к таковому Амазонского прогиба. На северо-западе впадины средняя часть этой серии (свита Пикос), сложенная в основном битуминозными глинами, включает рассеянную гальку и угловатые обломки различных пород и имеет характер ледниково-морских образований. Самый верхний весьма типичный морской горизонт — свита Лонга — слагается темными тонкослоистыми битуминозными пиритсодержащими глинами с прослоями песчаника, напоминающими слои доманика Русской плиты. Свита Лонга имеет позднедевонский возраст и вверх по разрезу переходит в континентальные отложения нижнего карбона с незначительными прослоями угля.

Большое сходство с верхней частью среднего палеозоя впадины Мараньян обнаруживают девонско-нижекаменноугольные отложения северного побережья Гвинейского залива в Африке, представленные чередованием пачек песчаников и глинистых сланцев, до 1000 м общей мощности. В их основании располагается пачка ленточно-слоистых глин, 40—60 м мощности с различной величины обломками распространенных в данном районе пород, подобная ледниково-морскому слою свиты Пикос и также имеющая, возможно, ледниково-морское происхождение.

В Паранской впадине выполняющие ее толщи среднего и верхнего палеозоя более полно развиты и достигают большей мощности у ее северо-восточного края и уменьшаются в мощности, вплоть до полного выклинивания, в западном направлении. В их основании располагается верхнесилурийский(?) валунный конгломерат — тиллит Япо, распространенный в северной части впадины. Выше согласно следуют уже широко распространенные отложения ниже-среднедевонской серии Парана, залегающие большей частью непосредственно на докембрийских породах фундамента впадины. Их нижняя часть — свита Фурнас (до 300 м) — представлена песчаниками, а верхняя (свита Панта — Гроса) — глинистыми сланцами и алевролитами (до 200—250 м) с остатками морских ископаемых, а также растений, преимущественно псилофитов. В палеонтологическом отношении девонские отложения Паранской впадины, в отличие от девона впадины Мараньян, относятся к южной зоогеографической провинции. По-видимому, морские бассейны этих двух впадин разделялись протяженным барьером суши, который должен был протягиваться в юго-восток-северо-западном направлении от района Рио-де-Жанейро к району сочленения Перуанских и Колумбийских Анд на тихоокеанской стороне материка. Этот барьер представлял, вероятно, высокий, охваченный оледенением горный хребет, с которого ледники спускались на юг и на север, в бассейны, населенные фауной как южной, так и северной провинций.

К особой и, вероятно, единой области осадконакопления принадлежали в среднем палеозое южная окраина Чако-Пампасского прогиба, район Южных сьерр Буэнос-Айреса, Фолклендских (Мальвинских) островов и Капская система южной оконечности Африки. В Капской



системе, где палеозойские образования этой области лучше всего изучены, к ним относится верхняя среднепалеозойская часть свиты Столовой горы (верхний кварцитовый горизонт) и две верхние свиты — Боккевельд и Виттеберг — капской «системы».

Палеонтологически охарактеризованные слои свиты Боккевельд согласно налегают на верхний кварцит свиты Столовой горы силурийского (?) возраста и представлены чередованием пачек, по несколько сотен метров мощности, кварцитовидных песчаников и песчано-глинистых сланцев. В нижних двух третях разреза свиты Боккевельд встречаются остатки плеченогих (*Australospirifer antarcticus*, *Chonetes falklandicus* и ряд других форм), трилобитов (*Acaste africana*, *Homalotus (Digonus) noticus*) и других ископаемых Южной провинции, указывающих на раннедевонский возраст вмещающих слоев. Верхняя свита капской «системы» — свита Виттеберг — снова сложена в основном кварцитами, до 1200 м мощности, с редкими остатками рыб и растений. Из последних наиболее обычны отпечатки коры лепидофита *Leptofloeum australe*, характерной формы верхнего девона Австралии.

В целом капская «система» — это мощная кварцитовая толща, лишь в средней своей части (свита Боккевельд) несколько обогащенная глинистым материалом, формировавшаяся почти непрерывно в течение ордовика, силура и девона. Поразительно столь длительное сохранение однотипной палеогеографической обстановки, благоприятной для накопления чистых тонкозернистых кварцевых песков, превращенных впоследствии в кварцевые песчаники и кварциты.

В Южной Америке (Сьерра-Гранде, Южные сьерры Буэнос-Айреса) среднепалеозойской части капской «системы» отвечает верхняя палеонтологически охарактеризованная часть железорудной серии Сьерра-Гранде и сопоставляющиеся с ней слои Южных сьерр Буэнос-Айреса. На Фолклендских (Мальвинских) островах к девону относится мощная толща песчаников, трансгрессивно с базальным конгломератом залегающая на породах докембрия, в средней части которой встречаются органические остатки, характерные для свиты Боккевельд. Учитывая пример капской «системы», возраст нижней палеонтологически не охарактеризованной части «девона» Фолклендских островов может оказаться додевонским — ордовикско-силурийским.

В Андийском поясе раннепалеозойский цикл развития завершился в конце ордовика общим воздыманием, которому сопутствовало во многих районах проявление раннекаледонской (таконской) складчатости. Начало среднего палеозоя было отмечено здесь широко проявившейся в раннем силуре регрессией моря, как бы схлынувшего в эту эпоху в Амазонский и Чако-Пампасский прогибы платформы. В середине силура, в уэнлоке, регрессия сменилась новой трансгрессией, развивавшейся в основном по тому же плану, что и опускания в ордовике, но распространившейся на меньшую территорию, в основном на восточную окраинную часть Андийского пояса. Уинлокская трансгрессия была кратковременной и уже в позднем силуре — раннем девоне сменилась новой, возможно всеобщей для Андийского пояса, регрессией. За позднесилурийско-раннедевонским перерывом, который не сопровождался, по-видимому, складчатостью, последовала вторая, более широкая среднепалеозойская трансгрессия конца раннего — среднего девона — наиболее крупная фанерозойская трансгрессия для Южной Америки. В позднем девоне территория Андийского пояса снова почти полностью осушилась и в дальнейшем, до конца палеозоя, оставалась в целом приподнятой, погружавшейся временами лишь на отдельных участках.



В Перуанско-Боливийской системе, несмотря на перерывы на рубеже ордовика и силура, силура и девона и развитие раннекаледонской складчатости, общий — терригенный — тип осадконакопления в среднем палеозое не изменился. Он же сменил преимущественно карбонатное осадконакопление в Чилийско-Аргентинской системе.

В Боливии и северной Аргентине в основании силура широко распространена толща диамиктитов и песчаников с прослоями диамиктитов, от нескольких метров до нескольких сотен метров мощности, для которых многими геологами предполагается ледниково-морское происхождение. По возрасту (поздний ландоверн — уинлок) андийские диамиктиты («тиллит Цапла») близки к позднеордовикским ледниковым образованиям капской «системы» (свиты Столовой горы). Верхняя основная часть силурийских отложений Андийского пояса везде представлена однообразной по составу толщей глинистых граптолитовых сланцев, алевролитов и песчаников, обычно не более 1000 м общей мощности. Отложения силура и девона, хотя время их накопления и разделялось обычно значительным перерывом, залегают в Андийском поясе, как правило, согласно. Наиболее широко в Андах распространены отложения верхов нижнего девона. Но в Эквадорско-Колумбийской системе нижний девон, возможно, отсутствует и средний девон ложится трансгрессивно на слои нижнего палеозоя.

Наибольшей мощности (до 4000—5000 м) и наибольшей полноты разреза девонские отложения достигают в зоне Восточных Кордильер и в Субандийской зоне Боливии. Они представлены здесь, как и более древние слои палеозоя, исключительно терригенными образованиями — различным образом чередующимися слоями и толщами глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, отчасти также конгломератов. Часто это переслаивание принимает флишоидный характер. Подобный характер имеют девонские образования Чилийско-Аргентинской системы, где они отличаются лишь меньшей мощностью (до 1000—2000 м). Среднедевонские отложения Эквадорско-Колумбийской системы выделяются присутствием в их составе известняков. В палеонтологическом отношении девонские отложения Перуанско-Боливийской и Чилийско-Аргентинской систем относятся к южной провинции. Средний девон Эквадорско-Колумбийской системы включает органические остатки смешанного провинциального типа. По-видимому, в среднем девоне барьер, разделявший Северную и Южную провинции, потерял свое значение.

**СЕВЕРНОЕ ЗВЕНО ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ  
ВНУТРЕННЯЯ ПОДЗОНА — САХАРСКАЯ АФРИКА,  
«ГОНДВАНСКИЙ» АТЛАС**

**Эопалеозой (поздний протерозой — кембрий)**

В Сахарской Африке формирование платформенного чехла началось со второй половины позднего протерозоя, с завершением геосинклинального развития Сахарского складчатого пояса. Допалеозойские образования чехла развиты в амфиклизах Таудени (серии Таудени и Каес) и в прилегающих к ним районах. У юго-восточной (Гурма) и западной (Мавританиды) окраин амфиклизы Таудени и, возможно, в пределах впадины Рио-де-Оро на рубеже протерозоя и кембрия они были смяты в складки.

В Северной Сахаре эопалеозой начинается, по-видимому, слоями верхней части нижнего кембрия, трансгрессивно залегающими на раз-



личных толщах докембрия, более древних, чем серия Адуду Антиатласа. Лишь на северо-западном склоне Регибатского массива слои кембрия с размытом налегают на толщу карбонатных пород, соответствующих, вероятно, серии Адуду. Кембрий представлен здесь базальными грубозернистыми песчаниками и выше — глауконитовыми алевролитами и глинами с остатками трилобитов рода *Redlichia* и беззамковых плеченогих общей мощностью около 100 м. За исключением этого района, нигде в Северной Сахаре в отложениях, возраст которых датируется кембрием, органические остатки не обнаружены. В них встречаются только ихнофоссилии, и их возраст определяется по стратиграфическому положению и сходству с кембрийскими слоями Антиатласа. Представлены они толщами песчаников и кварцитов, часто грубозернистых, от нескольких десятков (на склонах поднятий) до 800—1200 м мощности во впадинах.

#### Ранний палеозой, ранняя стадия (ранний-средний ордовик)

После позднекембрийского перерыва новое погружение и отвечающая ему морская трансгрессия охватили Сахарскую Африку в самом начале ордовика, в тремадоке, слои которого с остатками *Dictyonema flabelliformis* почти везде обнаруживаются в ее пределах в основании трансгрессивно залегающих слоев ордовика. Слои нижнего-среднего ордовика (тремадока — нижнего карадока) распространены во всех впадинах Северной Сахары и во всех, за исключением впадины Таудени, впадинах Южной Сахары.

Как в Северной, так и в Южной Сахаре слои данного возраста образуют два однотипных по составу осадочных цикла: тремадокско-аренигский и позднеаренигско-раннекарадокский, разделенные перерывом в накоплении осадков. Нижний цикл сложен песчаниками и кварцитами, до 500—600 м мощности, частично морского, частично, вероятно, дельтового происхождения, в которых встречаются многочисленные ихнофоссилии и лишь редкие органические остатки. Отложения верхнего цикла более богаты органическими остатками (граптолитов, трилобитов и других морских организмов). Они представлены песчано-глинистыми породами, до нескольких сотен метров мощности. Их характерная особенность — присутствие прослоев железистых оолитовых пород.

#### Ранний палеозой, поздняя стадия (поздний ордовик — начало раннего девона)

Непродолжительная, но резко выраженная эпоха перерыва в накоплении осадков, отмеченная интенсивным воздыманием Регибатского, Ахаггарского и других массивов Центральной Сахары и их столь же интенсивной денудацией с образованием глубоко врезаемых эрозионных долин, разделяет периоды ранне-среднеордовикского и позднеордовикско-раннедевонского осадконакопления. В эпоху этого перерыва воздыманием были охвачены не только сами массивы, но и широкая зона их подножий, благодаря чему глубокому размытию подверглись также слагающие эти подножия толщи более древних палеозойских отложений. Воздымание Ахаггарского и Регибатского массивов в эпоху рассматриваемого перерыва было столь значительным, что привело к оледенению их центральных участков и развитию долинных ледников, спускавшихся главным образом к северу, в область прилегающих равнин и водных бассейнов.



Наступившее в позднем ордовике погружение привело к началу нового цикла осадконакопления, площадь которого даже расширилась за счет вовлечения в опускание впадины Таудени, Гвинейской впадины и некоторых других участков, до этого остававшихся приподнятыми. Массивы Центральной зоны позднеордовикским погружением, вероятно, охвачены не были и продолжали еще воздыматься. Породы рассматриваемой стадии образуют трехчленно построенный осадочный цикл: его базальной части отвечают слои верхнего ордовика; средней — слои силура; верхней — слои низов нижнего девона.

Верхнеордовикские слои залегают на размытой поверхности более древних образований, вплоть до пород фундамента, выполняя нередко глубокие эрозионные ложбины. В своей нижней части они представлены частично морскими, частично континентальными грубообломочными образованиями — конгломератами, грубозернистыми песчаниками, а во многих районах — диамиктитами ледникового и ледниково-морского происхождения, до 200—400 м общей мощности. Наиболее грубый состав эти образования имеют по окраинам массивов Центральной зоны, по мере удаления от которой слагающий их материал становится все более тонкозернистым. Вверх по разрезу эти грубообломочные породы сменяются песчано-глинистыми морскими осадками с остатками граптолитов, трилобитов и других морских организмов.

Средняя силурийская часть рассматриваемых слоев однообразна и постоянна по составу и мощности. Она сложена граптолитовыми сланцами с редкими прослоями известняков, до 200—300 м мощности, и обнаруживает полное сходство с силурийскими отложениями Центральных и Южных Атлантис. Как и в области последних, в верхних слоях силура ряда районов Сахары преобладающую роль начинают играть известняки с обильными остатками ископаемых богемского типа. В Северной Сахаре в кровле силурийских слоев прослеживается пласт криноидного известняка из члеников *Scyphocrinus*, и по положению в разрезе, и по составу подобный аналогичному слою Пражского синклинория, Тюрингенского Леса и ряда других районов Центральных и Южных Атлантис.

С отложениями силура связаны обычно постепенным переходом слои нижнего девона (жедина), имеющие пестрый фациально изменчивый мелководный характер. Местами они представлены органогенными известняками, местами терригенными породами. Мощность этих слоев из-за предзигенского размыва сильно колеблется, достигая местами 500 м и более.

#### Средний — поздний палеозой (конец раннего девона — пермь)

В Сахарской Африке позднепалеозойский этап не обособляется, так как представляет непосредственное продолжение среднепалеозойского этапа. Позднепалеозойское развитие имело здесь не гондванский, а лавразийский характер, сходный с характером развития области Атлантис. Поэтому будет целесообразно рассмотреть средне-позднепалеозойское развитие Сахарской Африки совместно. В раннем палеозое развитие Сахарской и Атласской частей Сахарской Африки протекало однотипно. Антиатлас и Атлас представляли в это время окраинный наиболее погруженный участок Сахарской Африки, выделявшийся лишь несколько большей интенсивностью осадконакопления и более тонкозернистым составом формировавшихся осадков. На средне-позднепалеозойском этапе пути развития этих областей разошлись.



Нарушилось в среднем-позднем палеозое и характерное для раннего палеозоя однообразие обстановки осадконакопления.

В Сахарской Африке «каледонский» перерыв был непродолжительным. Уже в зигенское время значительная часть Сахары была охвачена новой трансгрессией моря, достигшей наибольшего развития в среднем девоне и продолжавшейся до конца девона. В начале карбона область Сахары (как и область Атласа) снова была охвачена воздыманием, вызвавшим регрессию моря, продолжавшуюся в разных районах Сахары от раннего турне до турне — раннего визе. Затем последовала новая крупная и уже последняя в палеозое трансгрессия моря, сменившаяся в намюре общим воздыманием, приведшим к концу карбона к полному осушению территории Сахары.

На западе Северной Сахары — по южной периферии Антиатласа, во впадине Тиндуф, в прогибах Угарты — трансгрессивно залегающие слои зигена или эмса, сложенные обычно грубозернистыми песчаниками и кварцитами, до 200—300 м мощности, сменяются вверх по разрезу мощной (до 2000 м) толщей преимущественно карбонатных пород — рифогенных и слоистых известняков, мергелей; в верхнем девоне также глинистых сланцев и песчаников. Все эти отложения богаты морскими ископаемыми, в частности гоннатитами. Необычный для Сахарской Африки разрез девонских отложений установлен в северо-восточной части бассейна Кенадза — Бешар. Внутрираннедевонского перерыва здесь не было. Нижний девон, начинаясь пачкой известняков, представлен выше однообразной толщей зеленых песчано-глинистых сланцев с прослоями кварцитов среднего-верхнего девона незначительной мощности. В ее составе присутствуют красные известняки — гриоты, подобные таковым верхнего девона Пиренеев.

На востоке Северной Сахары, к востоку от Угарты, послежединские слои также залегают трансгрессивно. При этом к востоку продолжительность послежединского перерыва возрастает. Сохраняя в целом черты состава и строения западных разрезов, слои девона к востоку сокращаются в мощности до первых сотен метров и обогащаются прибрежно-морскими образованиями, фациально замещающими морские отложения Западно-Сахарского бассейна. Еще более резко та же тенденция проявляется в зоне Южной Сахары. Характерное для девона Северной Сахары соотношение западного и восточного типов осадконакопления сохраняется и в раннем карбоне, но с начала среднего карбона оно меняется. На западе Северной Сахары раннекаменноугольный перерыв был непродолжительным, местами, возможно, вообще отсутствовал. Трансгрессия раннекаменноугольного моря оставила здесь толщу преимущественно карбонатных осадков, до 2000—2500 м мощности, в которых существенную роль играют рифогенные образования с фауной западноевропейского нижнего карбона (Ардени, Великобритании и других районов Атлантиды).

В намюре на западе Северной Сахары начинается регрессия и морские осадки сменяются лагунными и, наконец, континентальными. Но интенсивность осадконакопления остается значительной — мощность лагунно-континентальных слоев намюра — вестфала достигает здесь 1500—2000 м. Среди них преобладают толщи красноватых глин и песчаников с прослоями доломита и гипса, указывающих на аридный климат их накопления. Только в бассейне Кенадза — Бешар в это время шло формирование угленосных осадков с пластами каменного угля. К началу позднего карбона осадконакопление на западе Северной Сахары прекратилось и наступил длительный, продолжавшийся до середины мелового периода «постгерцинский» перерыв.



В западной части Восточной Северной Сахары и в Южной Сахаре начало каменноугольной трансгрессии было более поздним, мощность отложений и роль в их составе карбонатных пород уменьшаются, морские отложения все более замещаются лагунно-континентальными. В среднем карбоне осадконакопление здесь повсеместно прекратилось. Но восточнее развитие шло иным путем. В Южном Тунисе вскрыта мощная серия песчано-глинистых и карбонатных морских отложений среднего-верхнего карбона и перми, трансгрессивно залегающая на слоях девона. Среднекаменноугольное море проникло до южной окраины Восточной Северной Сахары (впадины Полиньяк, Мурзук), но уже к концу среднего карбона отступило к северу, хотя в континентальной обстановке продолжалось в упомянутых впадинах и в позднем карбоне.

Отложения пермского возраста, за исключением морских слоев южного Туниса, в пределах Сахары почти повсеместно, по-видимому, отсутствуют. Возможно, что в некоторых впадинах Южной Сахары (Мали-Нигерийская впадина) пермский возраст имеют частично разбитые в них домезозойские (?) континентальные пестроцветные терригенные толщи.

#### *ВНЕШНЯЯ ПОДЗОНА — ДИНАРО-ТАВРСКАЯ, АРАВИЙСКО-ИРАНО-ПАКИСТАНСКАЯ И ГИМАЛАЙСКАЯ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ*

##### *Эопалеозой (самый поздний протерозой — кембрий)*

В пределах Внешней подзоны наиболее полно отложения эопалеозоя развиты в области Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты, где они накапливались, вероятно, в ряде крупных и разобщенных бассейнов (прогибов, впадин). Ниже палеонтологически датированных слоев среднего или верхней части нижнего кембрия в этих бассейнах располагается серия терригенных, карбонатных, соленосных, частично также вулканогенных образований, не содержащих пригодных для определения возраста органических остатков, несогласно залегающих на более древних толщах протерозоя.

В Иране (рис. 98) древнейшие палеонтологически датированные слои палеозоя относятся к верхней части среднего кембрия. Это нижние слои толщи известняков с прослоями глинистых сланцев и алевролитов среднего-верхнего кембрия — нижнего ордовика (формация Мила). Ниже по разрезу располагается мощная (до 1000 м и более) толща красноцветных песчаников Лалун нижнего кембрия (?), в которых встречаются лишь «следы жизни» (*Stuziana*), принимаемые за следы ползания трилобитов. Песчаник Лалун и вышележащая карбонатная толща образуют верхний осадочный цикл рассматриваемых отложений. Ниже в Иране выделяется еще одна — нижняя карбонатная — толща, сложенная кремнистыми известняками и доломитами (доломиты Солтание), на востоке Ирана с прослоями гипса. Доломиты подстилаются и фациально замещаются терригенными, обычно красноцветными породами, которым на востоке Ирана подчинены покровы эффузивов основного состава. Комплекс этих образований составляет нижний («инфракембрийский») осадочный цикл эопалеозоя Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты, резко несогласно залегающий на более древних слоях протерозоя.

Сходные состав и строение данный комплекс отложений имеет и в пределах Аравийского полуострова, где, однако, в его кембрийской части большую роль играют красноцветные кварцевые песчаники, фа-







циально замещающие, по-видимому, значительною часть известняков среднего-верхнего кембрия. Линзовидная толща известняков прослеживается здесь в более низкой, ниже-среднекембрийской части разреза.

В области Персидского залива и смежных районов Ирана и Аравийского полуострова известняки и доломиты нижней («инфракем-

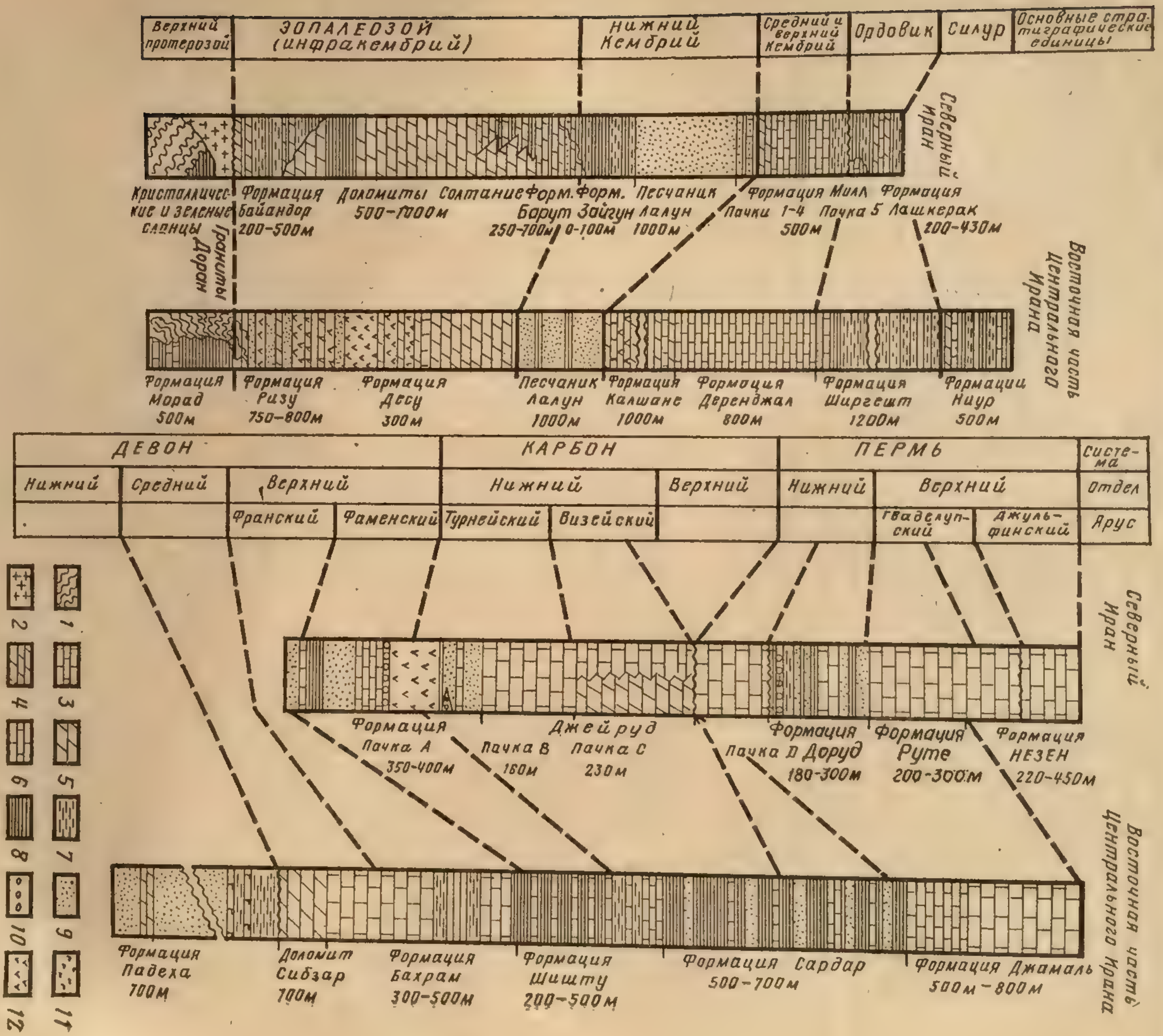


Рис. 98. Инфракембрий и палеозой Ирана. По Д. Я. Степанову, 1969.

1 — метаморфические сланцы; 2 — граниты; 3 — известняки; 4 — массивные доломиты; 5 — прослойки доломитов; 6 — глинистые известняки; 7 — мергели; 8 — глинистые породы; 9 — песчаники и алевролиты; 10 — конгломераты; 11 — гипс; 12 — соль

брийской») толщи замещаются соленосной толщей с мощными пластами каменной соли, наличие которых привело к образованию на побережьях и островах Персидского залива многочисленных соляных куполов.



совых слоев — темно-серых глинистых пиритсодержащих сланцев с прослоями доломита, с остатками плеченогих (*Neobolus* и др.), хионотологически (по присутствию *Redlichia*) неболусовые слои напоминают сланцы Маньтоу северного Китая. Возраст неболусовых слоев одни авторы считают раннекембрийским, другие — ранне-среднекембрийским. Они подстилаются горизонтом «пурпурных песчаников» — мелкозернистых бледно-красных и лиловых кварцевых песчаников, сходных с песчаниками Далун Ирана, с которыми они обычно и сопоставляются. «Пурпурные песчаники» подстилаются соленосной толщей с пластами каменной соли, до 30 м мощности, основание которой в Соляном кряже не вскрывается. Но несколько южнее она налагается непосредственно на породы фундамента Индийской платформы.

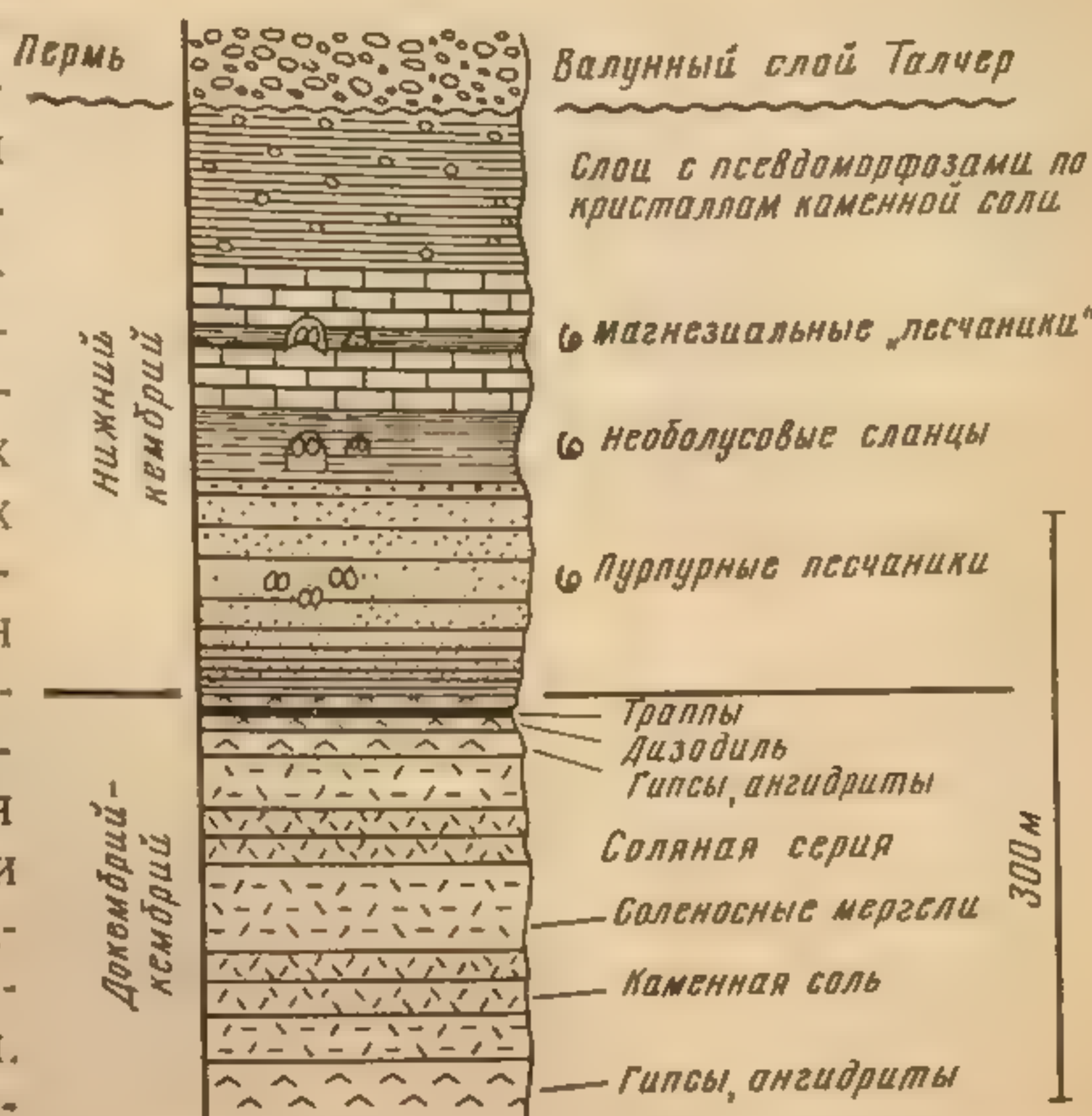


Рис. 99. Разрез кембрийских отложений восточных районов Соляного кряжа. По Шиндевольфу и Зейлахеру, из Гансера, 1967

В целом «инфракембрийская» соленосная толща распространена на огромной площади и солеродный бассейн, в котором она сформировалась, был одним из самых крупных бассейнов подобного типа, когда-либо возникавших на поверхности земли (см. рис. 98). Это был одновременно и один из наиболее древних солеродных бассейнов.

У северного края Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты, в горах Аманус и у г. Мардина, имеются выходы кембрийских отложений обычного для Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты типа, залегающие в горах Аманус на смятых в складки слоях протерозоя, более древних, чем «инфракембрий» Ирана, который здесь, по-видимому, выпадает из разреза. Этим намечается переход к области Динаро-Таврской плиты, где аналоги иранского «инфракембрия», вероятно, отсутствуют, а кембрий представлен спорадически распространенными маломощными слоями алевролитов, глинистых сланцев, песчаников, реже также известняков.

В области Гималайской плиты аналоги «инфракембрия» Ирана, по-видимому, отсутствуют и кембрий ложится на более древние слои протерозоя. В классическом разрезе района Спити в Тибетской зоне Западных Гималаев нижняя часть кембрия слагается толщей, около 1000 м мощности, чередования глинисто-железистых и кремнисто-глинистых сланцев и розовых кварцитов, в средней части которой встречаются остатки беззамковых плеченогих и трилобитов (*Redlichia* и др.). Разрез кембрия Спити венчается фациально изменчивой пачкой доломитов, кварцитов, конгломератов, около 100—120 м мощности. Возраст палеонтологически датированных слоев кембрия Спити определяется как средний-верхний кембрий. Нижняя немая часть тех же слоев может принадлежать нижнему кембрию.



серых глинистых пиритсодержащих сланцев с остатками плеченогих (*Neobolus* и др.), хю-  
*edlichia* и др.). Как литологически, так и пале-

исутст-  
 усовые  
 сланцы  
 я. Воз-  
 в одни  
 ембрий-  
 средне-  
 тилают-  
 ых пес-  
 нистых  
 иловых  
 , сход-  
 Лалун  
 и обыч-  
 Турпур-  
 лаются  
 ластами  
 м мощ-  
 ой в Со-  
 ывается.  
 она на-  
 о на по-  
 идийской

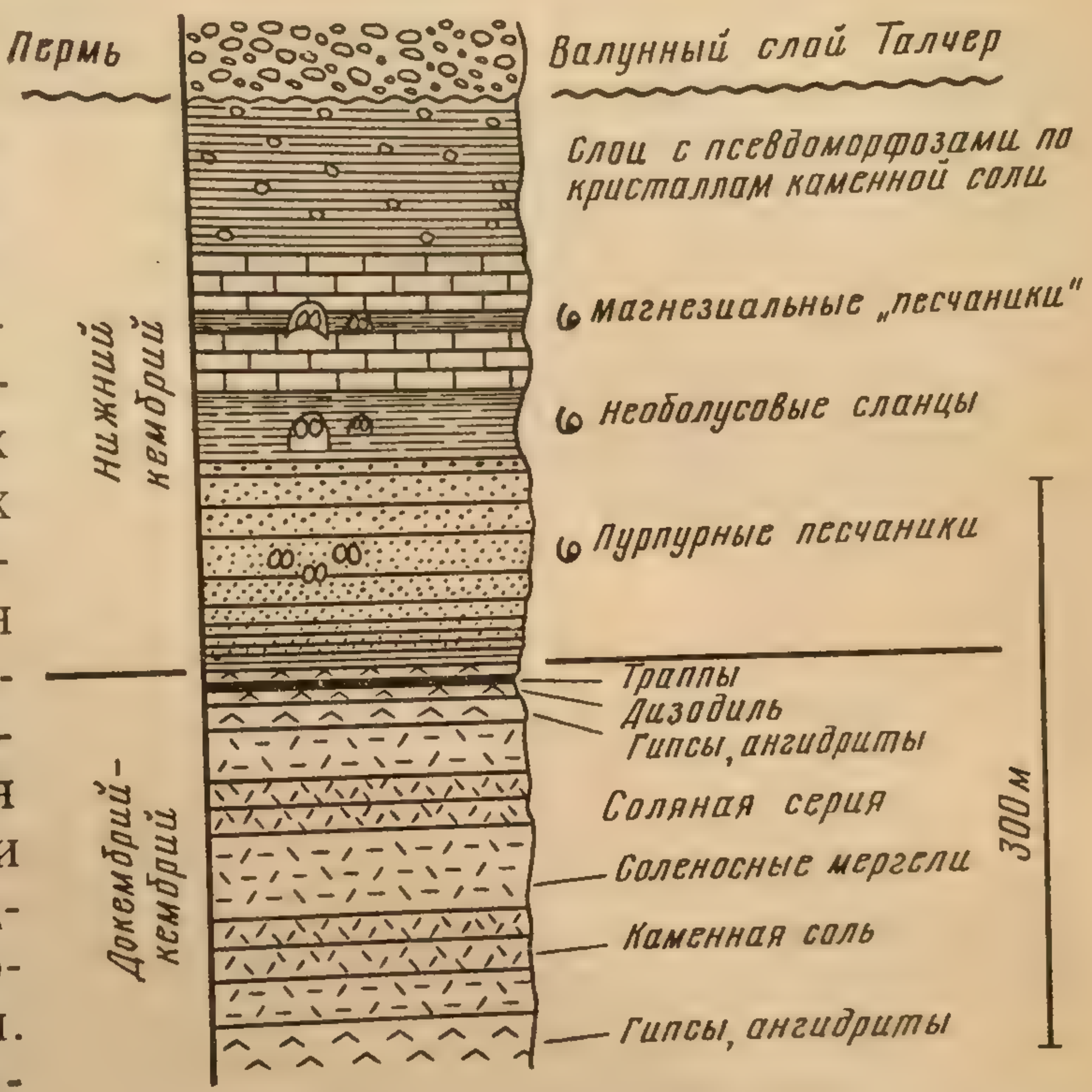


Рис. 99. Разрез кембрийских отложений восточ-  
 ных районов Соляного кряжа. По Шиндеволь-  
 фу и Зейлахеру, из Гансера, 1967

кембрий-  
 ца распространена на огромной площади и соле-  
 тором она сформировалась, был одним из самых  
 добного типа, когда-либо возникавших на поверх-  
 98). Это был одновременно и один из наиболее  
 ассейнов.  
 Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты, в горах



## Ранний палеозой (ордовик — силур)

С начала ордовика во всей Внешней подзоне установились довольно однообразные, «обычные» для того времени условия седиментогенеза — преимущественного накопления тонкозернистых терригенных, отчасти терригенно-карбонатных осадков умеренной мощности, — сохранившиеся без существенных изменений до конца силура (см. рис. 98). На рубеже ордовика и кембрия осадконакопление было большей частью непрерывным, и соответствующие отложения связаны обычно постепенным переходом. Но в некоторых районах, в долине Спити в частности, ордовик залегает с размывом, с базальным конгломератом в основании. Наоборот, верхняя граница нижнего палеозоя — это повсеместно в пределах рассматриваемой подзоны граница глубокого размыва, полностью уничтожившего во многих районах слои силура, по которой отложения нижнего палеозоя кроются различными трансгрессивно залегающими горизонтами среднего и верхнего палеозоя.

На фоне однообразной раннепалеозойской седиментации несколько выделяются по интенсивности осадконакопления некоторые районы Аравийского полуострова, где они выполняют широкий Сирийско-Иорданский прогиб, напоминая прогибы (впадины) Сахарской Африки. В Сирийско-Иорданском прогибе ордовик представлен толщей глинистых сланцев, частично граптолитовых, алевролитов, песчаников, бедных органическими остатками, до 2500 м мощности. Подобный характер имеют слои силура, сохранившиеся местами от размыва. Суммарная мощность слоев нижнего палеозоя и эопалеозоя достигает в Сирийско-Иорданском прогибе 4000—5000 м.

## Средний палеозой (девон — карбон)

Для рассматриваемой подзоны средний палеозой был в целом регрессивной эпохой, переходной от условий раннего палеозоя сначала к континентальным, а затем к морской трансгрессии пермского времени. Наиболее резко регрессивный характер среднего палеозоя выражен в девоне, отложения которого частично (первой его половины) или полностью на территории подзоны вообще отсутствуют. В середине девона в области Динаро-Таврской плиты и в северо-восточной части Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты началась морская трансгрессия, которая в карбоне распространилась на северную окраину Аравийского полуострова, где к концу карбона осадконакопление снова прекратилось.

В иранской части Аравийско-Ирано-Пакистанской плиты палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего девона неизвестны. Возможно, к верхней части нижнего девона здесь относятся некоторые лагунно-континентальные образования восточного Ирана (см. рис. 98). Морская трансгрессия начинается здесь со среднего девона, но лишь в позднем девоне становится повсеместной. Средний-верхний девон, за исключением маломощных песчаных базальных слоев, представлен здесь карбонатными отложениями, до 400—500 м мощности. В конце девона — начале карбона на севере Ирана имела место вулканическая деятельность, приведшая к образованию мощных (до 300—400 м) покровов основных вулканических пород.

В раннем карбоне сохраняются в основном и распределение областей осадконакопления, и карбонатный тип седиментогенеза, свойственный в карбоне открытым выровненным участкам Аравийско-Ирано-



Пакистанской плиты. Но в ряде прибрежных участков раннекаменноугольного моря, где оно вдавалось в окаймляющую сушу, следуя зонам относительного прогибания, — в Сирийско-Синайском прогибе, на востоке Ирана, в центральном Афганистане — карбонатные осадки замещаются песчано-глинистыми, частично континентальными, с остатками наземных растений и прослоями угля. С середины карбона вновь нарастающая регрессия моря. Во многих районах Ирана, Афганистана отложения верхнего карбона, вероятно, отсутствуют. В Сирийско-Синайском прогибе морской режим осадконакопления сменяется континентальным: началось формирование пестроцветных песчаников и глинистых сланцев с остатками наземных растений. В течение карбона интенсивность осадконакопления на всей рассматриваемой территории оставалась слабой или умеренной. Нигде, по-видимому, суммарная мощность каменноугольных отложений не превышает в ее пределах 1000—1500 м.

Сходный характер отложения среднего палеозоя имеют в области Динаро-Таврской плиты. Они выделяются лишь небольшой мощностью и преимущественно карбонатным составом. Классическим полным разрезом данных отложений является разрез Карнийских Альп (Южные Альпы) на крайнем северо-западе Динаро-Таврской плиты, характеризующийся полнотой, отсутствием раннедевонского перерыва и развитием в верхней, ниже-среднекаменноугольной части разреза мощной (до 1000 м) песчано-глинисто-конгломератовой толщи (свиты Хохвипфель), завершающей здесь среднепалеозойский цикл осадконакопления. Нижележащая часть среднего палеозоя (силур — нижний карбон) слагается здесь, как обычно для Динаро-Таврской плиты, толщей карбонатных отложений, фациально замещающихся местами глинисто-кремнистыми.

Следует отметить, наконец, своеобразные девонские отложения Гималаев, представленные маломощной (50—150 м), но широко распространенной толщей немых светлых кварцитов Мут, вероятно континентального происхождения. В некоторых районах Гималаев известны также маломощные известняки с морскими ископаемыми среднего-верхнего девона.

#### ВОСТОЧНОЕ — АВСТРАЛИЙСКО-АНТАРКТИЧЕСКОЕ — ЗВЕНО ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

##### Ранний палеозой (кембрий — ордовик)

##### Австралийская платформа и система Аделаида

В системе Аделаида — классическом районе развития австралийского кембрия — выделяются два типа его развития: аделаидский, широко распространенный, и тип, свойственный зоне Канманту.

Кембрий аделаидского типа начинается толщей песчаников изменчивого состава — от грубозернистых с прослоями конгломератов (п-ов Йорк) до тонкозернистых, переходящих в алевролиты (горы Флиндерс), — и сильно колеблющейся мощности (от 100 до 600 м). В этих слоях встречаются остатки тубулярных организмов (хиолитов и др.), кремневых губок, гастропод (*Bemella*), ихнофоссилии. Остатки трилобитов и археоциат в этих слоях не обнаружены. Выше следует толща, от 200 до 500 м мощности, известняков и доломитов с остат-



ками археоциат и трилобитов, которая сопоставляется с верхней частью алданского яруса и с ленским ярусом Сибирской платформы; подстилающая песчаная толща — с нижней частью алданского яруса (томмотским «ярусом»).

Вышележащие слои аделаидского типа наиболее полно развиты в горах Флиндерс, во впадине оз. Фром. Карбонатная свита нижнего кембрия кроется здесь мощной (до 2000 м), лагунно-морской, частично континентальной толщей сланцев, граувакк, известняков, песчаников, вверху пестроцветных, с трещинами усыхания, знаками ряби и псевдоморфозами по галиту, с редкими остатками трилобитов. Выше следует вторая карбонатная свита основания среднего кембрия около 100 м мощности, с остатками археоциат и трилобитов рода *Redlichia*. Венчается разрез впадины оз. Фром толщей песчаников и сланцев дельтового, речного и прибрежно-морского происхождения верхов среднего кембрия. Верхний кембрий в разрезах аделаидского типа не известен. Накопление в районе впадины оз. Фром в конце раннего и в среднем кембрии мощных терригенных толщ было связано, по-видимому, с воздыманием смежных участков Аделаидской системы, сопряженным с проявлениями первых фаз складчатости, которую в Австралии называют деламерской.

Кембрий зоны Канманту представлен в южной части зоны серией Канманту — мощной (свыше 6000 м) палеонтологически не охарактеризованной толщей переслаивания сланцев, граувакк, песчаников, конгломератов. Возраст этой толщи неясен, и принадлежность ее к кембрию не бесспорна. По-видимому, прогиб Канманту являлся краевым прогибом Аделаидской системы, заполнявшимся в конце кембрия — начале ордовика продуктами ее денудации и претерпевшим складчатость в заключительную фазу деламерского орогенеза, в начале ордовика (?).

На Австралийской платформе к северо-западу от Аделаидской системы слои кембрия вскрываются во впадине Амадиес. В раннем кембрии покрывавшее ее море сообщалось с Аделаидским морем, но в дальнейшем эта связь нарушилась. В северо-восточной части впадины отложения кембрия постепенно, через переходную толщу песчаников Арамбера, сменяют слои аделаидия (см.: Леонов, рис. 120). Песчаники Арамбера (250—850 м) сменяются вверх по разрезу фациально изменчивой толщей среднего-верхнего кембрия, представленной песчано-глинистыми и карбонатными породами, до 1000 м общей мощности, с редкими остатками археоциат и трилобитов, которая кроется толщей кварцевых песчаников ордовика. В юго-западной части впадины средний кембрий залегает трансгрессивно и несогласно на слоях протерозоя и представлен красноцветными песчаниками и алевролитами, до 1500 м общей мощности, переходящими далее к юго-западу в конгломераты.

Ордовик (группа Ларапинта) впадины Амадиес сложен мощной, до 2500 м, толщей песчаников и алевролитов с морскими ископаемыми, сформировавшейся в мелководном проливе, превращавшемся временами в открытый к востоку залив. Группа Ларапинта кроется немой (континентальной?) толщей песчаников Мерини позднеордовикского, возможно уже силурийского возраста.

К северу от впадины Амадиес кембрийские отложения первоначально покрывали обширную (до 2000 км на юге) площадь, протягивавшуюся, постепенно сужаясь, на северо-запад, к заливу Бонапарта. Кембрийские отложения этой обширной области сохранились в ряде прогибов («бассейнов»), разделенных выступами фундамента платформы. Отложения ордовика распространены только на юго-востоке, в



«бассейне» Джорджина, и на северо-западе, в прогибе залива Бонапарта. В область, о которой идет речь, море проникло в среднем кембрии и только в «бассейн» Джорджина — в конце раннего кембрия, отложения которого представлены здесь свитой бедных органическими остатками доломитов, залегающих на различных толщах докембрия.

На севере («бассейн» Орд) к нижнему кембрию относят покровы базальтов (траппов), которые с размывом кроются слоями среднего кембрия. Покровы траппов достигают здесь 1000 м мощности и распространены на площади 1,5—2,0 млн. км<sup>2</sup>.

Отложения среднего кембрия представлены в рассматриваемой области фациально изменчивой толщей глинистых сланцев, тонкослоистых, местами гипсоносных известняков, песчаников, а также кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев и спонголитов. Это мелководные морские, отчасти лагунно-морские образования с остатками трилобитов, в частности рода *Redlichia*. В бассейне Джорджина в нижней части этих слоев обнаружены недавно залежи пластовых фосфоритов, подобных фосфоритовым залежам района Каратау в СССР, большого промышленного значения. Мощность слоев среднего кембрия изменчива — от 1000—1500 м в прогибах до 100—200 м на склонах последних. Сходные по составу отложения верхнего кембрия известны лишь в прогибе залива Бонапарта и в «бассейне» Джорджина. В этих же районах известны и слои ордовика. В «бассейне» Джорджина они постепенно сменяют слои верхнего кембрия и слагаются внизу известняками и доломитами (500—600 м), а выше — переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов, ракушников, до 150 м общей мощности. В целом северо-восточная часть платформы испытала в конце среднего кембрия общее воздымание, которое компенсировалось в начале ордовика погружением некоторых других ее участков — прогиба Каннинг, на западной окраине платформы, и прогиба Оффисер. Эти прогибы и впадина Амадиес были, возможно, в ордовике связаны, образуя широкий изогнутый морской коридор, разделявший северную и южную области платформенной суши. В прогибе Оффисер к ордовика предположительно относится толща песчаников с ходами червей(?) *Scolithus*. В прогибе Каннинг слои ордовика выступают на поверхность в «троге Фицрой» — узком грабене, осложняющем северо-западный борт прогиба. Ордовик представлен здесь всеми отделами и сложен мелководными известняками и доломитами с прослоями алевролитов и песчаников до 1000 м общей мощности.

#### Тасманская складчатая область

В Тасманской складчатой области достоверно нижнепалеозойские образования известны лишь в Лахланской системе, причем почти исключительно только в ее южной (Лахланской s. str.) части.

В Лахланской s. str. системе с запада на восток выделяются четыре основные структурно-фациальные зоны: антиклинорная зона Балларат, выделяющаяся только на юге, в пределах штата Виктория; синклинорная Мельбурнская зона, разделяющаяся впадиной Марри на южную (Мельбурнскую собственно) и северную (прогибы Кобар и Эдавейл) части; антиклинорная Восточно-Лахланская зона, к которой относится также о. Тасмания; синклинорная зона Хилл-Энд, ограниченная с востока Сидней-Боуэнским «порогом».

Наиболее полно характер развития Лахланской системы в раннем палеозое раскрывается на о. Тасмания, где сравнительно просто складчатые и неметаморфизованные толщи нижнего палеозоя выпол-



няют два грабенообразных прогиба: более крупный широтно вытянутый прогиб (синклинорий) Райлтон, занимающий северную часть острова, и отходящий от него на юго-запад узкий меридиональный прогиб («трог») Дандас. На западных бортах этих прогибов базальные слои кембрия залегают с размывом местами согласно, местами несогласно на слоях верхнего протерозоя, а на востоке и юго-востоке — несогласно на более древних породах докембрия. Кембрий начинается здесь толщей пестроцветных сланцев, алевролитов, песчаников с прослоями туфогенных пород, до 1200 м общей мощности, раннекембрийского возраста. Выше в «троге» Дандас следует мощная (до 2500 м) вулканогенная толща низов среднего кембрия (эффузивы Маунт-Рид), сложенная лавами и пирокластами от основного до кислого состава с прослоями кремнистых сланцев. Вулканыты Маунт-Рид распространены у восточного края «трога» Дандас и быстро выклиниваются в западном направлении. Верхняя часть среднего кембрия и верхний кембрий «трога» Дандас представлены фациально изменчивой флишовой толщей аргиллитов с остатками дендронидных граптолитов, песчаников, конгломератов, покровов основных и кислых вулканических пород, до 500—600 м общей мощности. Сходный характер имеют и кембрийские образования прогиба Райлтон.

Таким образом, в начале кембрия на севере о. Тасмания возникли небольшие прогибы, наиболее погружавшиеся в начале среднего кембрия, когда вдоль их восточных и юго-восточных бортов возникли разломы и получила развитие вулканическая деятельность. Прогибы ограничивались, по-видимому, возвышенными участками суши, с которых в них поступал обломочный материал.

На рубеже кембрия и ордовика кембрийские слои Тасманских прогибов были разбиты разломами, покороблены, приподняты и подверглись денудации. Но уже в начале ордовика наступила новая фаза погружения и осадконакопления, начавшаяся еще в условиях расчлененного рельефа формированием грубообломочных континентальных пород, достигающих 2000 м мощности, быстро сменявшаяся (уже в арениге) накоплением морских мелкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов, а во второй половине ордовика — известняков Гордон, трансгрессивно перекрывающих все более древние отложения рассматриваемых прогибов. Суммарная мощность этих морских образований составляет 2000—2500 м; больше половины мощности приходится на известняки Гордон. На рубеже ордовика и силура последовала новая фаза слабой деформации и кратковременного воздымания, за которой наступила трансгрессия силурийского моря.

В материковой части Лахланской системы кембрийские образования выступают на поверхность в зонах разломов, ограничивающих Мельбурнскую зону и в ядрах некоторых антиклиналей в Восточно-Лахланской зоне. Их нижняя часть (нижний кембрий?) представлена толщей зеленокаменно измененных вулканитов с прослоями кремнистых сланцев, до 1500—2000 м видимой мощности, а верхняя (средний-верхний кембрий) — глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами около 1000 м мощности. В основании последних в пачке черных глинистых сланцев встречены остатки трилобитов среднего кембрия и известные в слоях этого возраста только в Австралии остатки дендронидных граптолитов.

Средне-позднекембрийское море Лахланской геосинклинали распространялось на север до южной границы Квинсленда, сообщаясь с морем впадины Амадиес и «бассейна» Джорджина. Это был, по-видимому, внутриконтинентальный бассейн или крупный залив, близкий



по размерам к области развития траппов северной Австралии, возникший в результате оседания по разломам и раздробления соответствующего блока земной коры, который на первой стадии оседания заполнялся в основном вулканическим материалом, близким по составу к траппам.

Отложения ордовика распространены в материковой части Лахланской системы шире кембрийских и более разнообразны по составу, что связано, по-видимому, с начавшимся структурно-фациальным расчленением геосинклинальной системы. Наиболее полно ордовик представлен в зоне Балларат, где он сложен однообразной по составу толщей глинистых и кремнистых сланцев, песчаников и граувакк, до 4000 м общей мощности, с обильными остатками граптолитов во всех горизонтах разреза. Наличие остатков граптолитов позволило расчленить ордовик прогиба Балларат на ряд местных ярусов и зон, которые используются в Австралии в качестве заменителей подразделений Международной геохронологической шкалы. На рубеже ордовика и силура в зоне Балларат произошла складчатость и территория зоны была приподнята. Этой складчатостью (бенамбранской, по австралийской терминологии) геосинклинальное развитие зоны было завершено. Данные об ордовике Мельбурнской зоны ограничены. Предполагается, что этот период характеризовался здесь геоантиклинальным режимом.

В Восточно-Лахланской зоне ордовик снова получает широкое распространение. В западной части зоны в ордовике существовал прогиб — «трог» Уогга, подобный по типу осадконакопления прогибу Балларат, осадки которого в результате внедрения гранитных интрузий были местами метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. В северной части «трога» Уогга в составе ордовика появляются косослоистые кварцевые песчаники, указывающие на обмеление и замыкание «трога» в северном направлении. В восточной части зоны (поднятие Молонг-Канберра) ордовик представлен мелководными морскими осадками — глинистыми и глинисто-известковыми сланцами, кварцитами, алевролитами, органогенно-обломочными известняками — до 800—1000 м общей мощности. Последняя значительно увеличивается (до 6000—7000 м) у восточного края зоны и в зоне Хилл-Энд за счет накопления здесь во второй половине ордовика мощных толщ вулканогенных пород среднего и основного состава. По-видимому, с востока Восточно-Лахланская зона и зона Хилл-Энд были ограничены системой разломов, вблизи которой прогибание было особенно интенсивным и с которой было связано бурное развитие вулканической деятельности. В конце ордовика ряд участков Восточно-Лахланской зоны подвергся складчатости и воздыманию, наиболее сильно в восточной части зоны (поднятие Молонг-Канберра).

Данные об ордовикских отложениях северной части Лахланской системы (Томсонская система) очень скудны. Ордовикское море сюда, по-видимому, распространялось, но характер развития в ордовике данной части Лахланской системы остается неясным.

В системе Новой Англии палеонтологически охарактеризованные слои нижнего палеозоя не обнаружены, и принадлежность к нижнему палеозою досилурийских слоев этой области (если таковые вообще выступают здесь на поверхность) проблематична.

К досилурийскому палеозою относят низы палеозойского разреза Снежных гор Новой Гвинеи, представленные в одних разрезах основными эффузивами и кристаллическими известняками (кембрий?), в других — известково-глинистыми сланцами, до 1600 м мощности (ордовик?).



# Западная Антарктида и Новая Зеландия

В западной Антарктиде нижнепалеозойские образования распространены в Трансантарктическом хребте, в горах Элсуэрта и, возможно, на юго-западном побережье моря Росса (Берег Сандерса). Нижний палеозой представлен в этой области только кембрием, связанным, возможно, в некоторых районах постепенным переходом с верхним докембрием. Ордовикские отложения в ее пределах не установлены.

В Трансантарктическом хребте намечаются три типа разрезов кембрия: терригенный, карбонатный и карбонатно-вулканогенный (сокращенный) (рис. 100). Разрез первого типа установлен в северо-восточной части хребта. К кембрию — верхнему протерозою здесь отнесена мощная (до 25 000 м?) группа Бауэрс, внизу сложенная конгломератами.

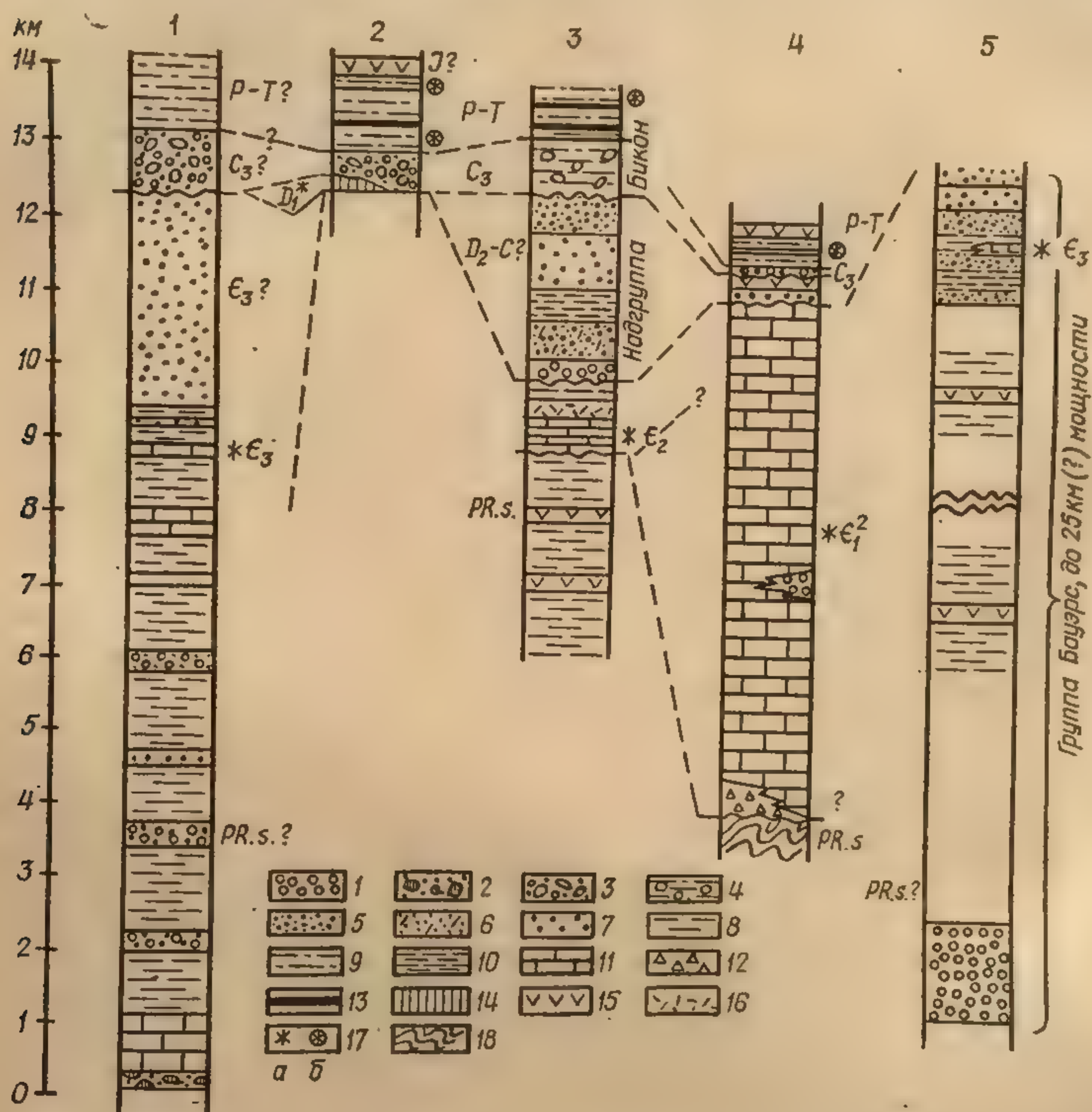


Рис. 100. Палеозойские и раннемезозойские образования Трансантарктической складчатой области:

1 — горы Элсуэрта (по К. Крэддоку и др., 1966); 2 — горы Хорлик (по У. Лонгу, 1966); 3—5 — Трансантарктический хребет: 3 — горы Пенсакола (по Дж. Кэткарту и Д. Шмидту, 1977), 4 — район ледника Нимрод (по М. Лэрду и др., 1971), 5 — северо-западная оконечность Земли Виктории (по Лэрду и др., 1972).

1 — конгломераты; 2 — конгломераты известняковые; 3 — конгломераты тиллитоподобные; 4 — валунно-галечниковые алевролиты; 5 — песчаники; 6 — песчаники известковистые; 7 — кварциты; 8 — глинистые и другие сланцы, алевролиты, граувакки слабо метаморфизованные; 9 — глинистые сланцы и граувакки; 10 — пестроцветные глины и алевролиты; 11 — известняки и мраморы; 12 — известняковая брекчия; 13 — угли; 14 — песчаники и сланцы нижнего девона гор Хорлик; 15—16 — эффузивы: 15 — основные; 16 — кислые; 17 — горизонты с органическими остатками: а — животных, б — растений; 18 — слои группы Бирдмор (поздний протерозой) района ледника Нимрод



тами, в средней части — сланцами и песчаниками с прослоями основных вулканитов, в верхней — кварцитами (рис. 100, разрез 5). В средней части группы были встречены остатки позднекембрийских трилобитов. Слои группы смяты в складки и слабо регионально метаморфизованы. Карбонатный тип разреза установлен в средней части Трансантарктического хребта, в районе ледников Бирдмора и Нимрода (рис. 100, разрез 4). Кембрий представлен здесь мощной (до 6000—7000 м) толщей известняков с линзами конгломератов и известняковых брекчий, в средней части которой встречены остатки археоциат ленского яруса. Карбонатная толща кембрия с размывом и несогласием налегает на слои верхнего протерозоя (группы Бирдмор). В третьем типе, развитом в северной части Трансантарктического хребта, в горах Пенсакола, мощность слоев кембрия уменьшается. В их основании залегает пачка известняков с остатками трилобитов среднего кембрия. Выше следует толща кислых вулканитов и терригенных пород.

В горах Элсуэрта (рис. 100, разрез 1) разрез кембрия близок по мощности и составу к разрезу первого типа Трансантарктического хребта. Как и последний, он венчается мощной кварцевой пачкой (до 3000 м), непосредственно ниже которой обнаружены остатки трилобитов позднего кембрия. На западном побережье моря Росса к нижнему кембрию — верхнему протерозою предположительно относят слабо регионально метаморфизованную толщу сравнительно слабо складчатых песчано-глинистых пород, до 8000—10 000 м мощности, близкую по составу к средней части разреза гор Элсуэрта и северо-восточной части Трансантарктического хребта.

Приведенные данные позволяют наметить в Трансантарктической области три структурно-фациальные зоны, вытянутые согласно ее общему простиранию: внешнюю, центральную и внутреннюю. Примыкающая к платформе внутренняя зона характеризуется карбонатным разрезом кембрия и его несогласным залеганием на верхнем протерозое. Внешней зоне (юго-восточная часть Трансантарктического хребта, горы Элсуэрта, Берег Сандерса) свойствен терригенный тип разреза кембрия и верхнего протерозоя(?), связанных, по-видимому, в данной зоне непрерывным переходом. В промежуточной центральной зоне кембрий или значительно сокращен (горы Пенсакола), или вообще отсутствует (горы Хорлик). Там, где он имеется, он несогласно залегает на слоях верхнего протерозоя. Во внутренней и центральной зонах, следовательно, имела место предкембрийская (байкальская?) складчатость, не распространившаяся на внешнюю зону.

В конце кембрия, возможно в начале ордовика, Трансантарктическая область подверглась складчатости, которую называют русской, внедрению гранитных интрузий и слабому региональному метаморфизму. После этого для данной области наступил длительный, вплоть до начала девона, период воздымания и денудации.

В Новой Зеландии нижнепалеозойские образования геосинклинального типа известны на северо-западе, в округе Нельсон, и на юго-западе, в районе Фьордленда, о. Южный. В обоих этих районах широко развиты палеозойские граниты, среди которых зажаты небольшие клинья палеозойских образований. Район Нельсон лежит к западу, район Фьордленда — к востоку от Альпийского разлома.

В округе Нельсон к нижнему кембрию относят немую толщу эффузивов основного и среднего состава, пирокластов и конгломератов в несколько тысяч метров мощности. Выше следует свита аргиллитов с линзами известняков с остатками трилобитов среднего-верхнего кембрия, около 300 м мощности. Верхняя часть кембрия представлена



толщей, до 3000 м мощности, песчаников, аргиллитов с покровами базальтов и андезитов в верхней части, без ископаемых. Венчается разрез нижнего палеозоя округа Нельсон свитой, до 3000—4000 м мощности, граптолитовых сланцев, песчаников, известняков ордовика, представленного здесь, по-видимому, всеми отделами.

В районе Фьордленда известны терригенные образования нижнего ордовика, сходные с таковыми округа Нельсон. Более высокие слои нижнего палеозоя здесь не известны. Предположительно к кембрию некоторые авторы относят здесь подстилающие ордовик метаморфические породы.

### Средний палеозой (силур — ранний карбон)

#### Начало среднего палеозоя (силур — средний девон)

В геологической истории Австралийско-Антарктического звена периферической зоны начало среднего палеозоя было временем широко распространенных поднятий, вызвавших столь же широко распространенный перерыв в накоплении осадков. Отложений данного возраста нет в системе Аделаида, они отсутствуют на Австралийской платформе, ограничено распространены в Антарктиде и Новой Зеландии. Широко развиты они лишь в Тасманской складчатой области Австралии и в Новой Гвинее.

На Австралийской платформе достоверно отложения нижней части среднего палеозоя (силура) известны лишь в прогибе Карнарвон, на западной окраине материка, заложение которого относится к началу силура. Отложения данного прогиба, относящиеся по возрасту к уинлоку, представлены толщей кварц-полевошпатовых песчаников внизу и чередованием известняков, доломитов, алевролитов и тонких прослоев ангидрита вверху.

В Тасманской области на ряде участков Лахланской системы устанавливается предсилурийский перерыв в осадконакоплении, связанный с развитием в ее пределах бенамбранской складчатости. Полностью осушились и оставались приподнятыми в начале среднего палеозоя зона Балларат и ряд участков Восточно-Лахланской зоны. Наоборот, устойчивым прогибанием характеризовались Мельбурнская зона, протянувшаяся в силуре дальше на север, и особенно наиболее восточный элемент Лахланской системы — зона Хилл-Энд.

В Мельбурнской зоне (прогибы Мельбурн, Кобар, Эдавейл) в целом силур залегает согласно с ордовиком, хотя и отделяется обычно от него границей размыва, и без перерыва сменяется слоями нижнего девона. Силурийско-среднедевонские слои данной зоны, среди которых отсутствуют вулканогенные образования, довольно однотипны. В силуре — это преимущественно граптолитовые сланцы и граувакки с редкими прослоями известняков, до 3000—4000 м мощности в центральных частях прогибов. Отложения девона более мелководны. В его составе значительную роль играют песчаники, алевролиты, органогенно-обломочные известняки.

В Восточно-Лахланской зоне силур залегает обычно несогласно. После предсилурийской складчатости значительные участки зоны были осушены, другие превращены в мелководный «шельф», где сформировалась пестрая по составу серия слоев — известняков, сланцев, песчаников, конгломератов, до 2000—2500 м общей мощности. Местами на этих «шельфовых» участках проявлялась вулканическая деятельность. Последняя интенсивное развитие получила далее к востоку, в



зоне Хилл-Энд, западная часть которой («трог» Хилл-Энд) испытала в силуре — среднем девоне значительное прогибание: серия силурийско-среднедевонских граувакк, сланцев, известняков, вулканических пород среднего и кислого состава достигает здесь 12 000—14 000 м мощности. Возникновение у восточного края Лахланской системы «трога» Хилл-Энд и обилие в составе выполняющих его образований вулканических пород указывают на существование зоны разломов, которые ограничивали данную систему с востока, отделяя ее от Боуэн-Сиднейского «порога». Последний мог служить при этом одним из источников обломочного материала, поступавшего в прогиб Хилл-Энд.

Северным продолжением зоны Хилл-Энд являются, возможно, поднятие Анаки и расположенный к западу от него «бассейн» Драмонд (рис. 101). Силурийские образования в этом районе неизвестны, по-видимому, в результате его воздымания после предсилурийской складчатости. В конце нижнего девона, слои которого залегают здесь трансгрессивно и несогласно, в западной части данного района возник прогиб — «бассейн» Драмонд. Но последний принадлежал уже не к геосинклинальному, а к квазиплатформенному ряду структур. Поднятие же Анаки и в девоне сохранило свой геоантиклинальный характер. Геосинклинальное развитие северной части зоны Хилл-Энд завершилось, таким образом, предсилурийской складчатостью. Смена геосинклинального режима развития режимом квазиплатформенным имела место не только вкрест простирания складчатой системы, но и по простиранию последней.

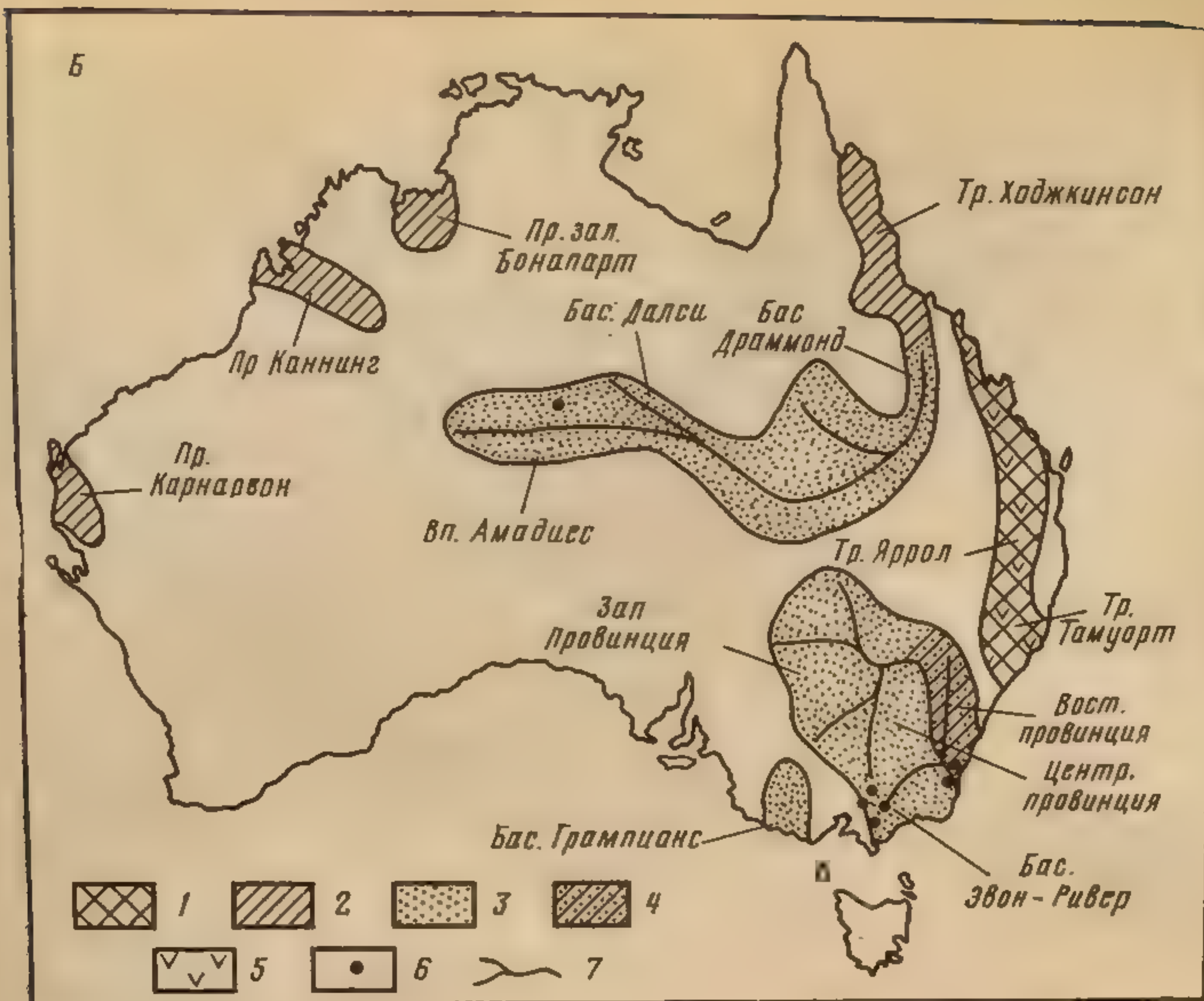
Начало опускания «бассейна» Драмонд сопровождалось излияниями лав среднего и кислого состава, перемежавшимися накоплением кремнистых сланцев, песчаников, конгломератов. Эти континентальные(?) вулканогенные образования, достигающие 2000 м мощности, фациально замещаются и перекрываются серией морских терригенно-карбонатных отложений с линзами рифогенных известняков эйфельского возраста. У восточного края «бассейна» Драмонд слои нижнего среднего девона сильно деформированы, но на остальной его площади образуют лишь пологие брахискладки с углами наклона крыльев до 10—12°.

В Лахланской системе эпоха начала среднего палеозоя повсеместно завершилась складчатостью, получившей в Австралии название табберабберской складчатости, которая для данной системы была основной. С ней связаны общее воздымание системы, приведшее к почти полной регрессии моря и столь же полная перестройка общего структурного и палеогеографического плана, в результате которой возникли новые крупные бассейны континентального осадконакопления.

Иначе протекало на среднепалеозойском этапе развитие системы северного Квинсленда, ограниченной с запада Джорджтаунским и Полуостровным выступами фундамента платформы, а с юга — поперечной зоной воздымания Лелуорт-Равенсвуд, к которой приурочены крупные массивы позднепалеозойских гранитов. В составе системы северного Квинсленда выделяются широтный прогиб Брокен-Ривер (Кенгуру-Хиллс) и прогиб Ходжкинсон с примыкающим к нему на западе «шельфом» Чиллаго, разделяющиеся клинообразным выступом массива Джорджтаун.

В прогибе Брокен-Ривер в силуре и раннем-среднем девоне сформировалась толща, до 25 000 м(?) мощности, граувакк, алевролитов, кварцевых песчаников, вверху также известняков. В ее основании встречаются незначительные покровы вулканических пород основного и среднего состава. Примерно в середине силура здесь имели место







поднятия, перерыв в осадконакоплении, денудация и слабая складчатость, приведшая к появлению несогласия между слоями нижнего и верхнего силура и накоплению в основании последних толщи конгломератов. В конце среднего девона прогиб Брокен-Ривер осушился и выполняющие его слои были смяты в складки, несогласно перекрытые слоями нижнего карбона.

В прогибе Ходжкинсон и на «шельфе» Чиллаго прогибание и осадконакопление начались (возобновились?) в позднем силуре, слои которого с базальным конгломератом трансгрессивно налегают на докембрийские породы массива Джорджтаун. На «шельфе» Чиллаго силур, нижний и средний девон представлены прибрежно-морскими образованиями — песчаниками, конгломератами, алевролитами, рифогенными известняками — и незначительными покровами основных и кислых вулканических пород, до нескольких тысяч метров общей мощности. В прогибе Ходжкинсон они сменяются толщей граувакк, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и основных вулканических пород, включающей также слои верхнего девона и нижнего карбона. Предпозднедевонской складчатости здесь не отмечается, и обстановка морского геосинклинального осадконакопления сохраняется, возможно, до середины карбона.

В палеозойской зоне Новой Гвинеи глинистые сланцы с прослоями песчаников и конгломератов силура, до нескольких тысяч метров мощности, пользуются, по-видимому, широким распространением. Девонские слои в коренном залегании здесь неизвестны. Но галька известняков с остатками девонских ископаемых встречается в речном аллювии.

В системе Новой Англии предпозднедевонская (табберабберская) складчатость имела локальное значение. Более важную роль сыграли движения на рубеже силура и девона, с чем связано вероятное отсутствие здесь слоев жедина и зигена. С этими же (каледонскими) движениями связано, возможно, заложение прогибов Ярол и Тамуорт, сопряженное с воздыманием внутренних областей системы Новой Англии.

К силуру в «провинциях» Ярол и Новой Англии относят толщи граувакк, глинистых и кремнистых сланцев, яшм, в составе которых встречаются редкие линзы известняков с остатками кораллов и табулят и прослои вулканических пород основного и среднего состава. В «провинции» Ярол среди данных образований широко распространены залежи бедных марганцевых руд и маломощные пласты фосфорита. Девонские образования наиболее полно представлены в прогибе

Рис. 101. Палеогеографические карты раннего-среднего девона (А), позднего девона (Б) и перми (В). По Д. Брауну, 1970

А — 1 — области отложений мелководных бассейнов с согласным залеганием девона на силуре; вулканогенных пород нет; 2 — области отложения мелководных бассейнов и вулканогенных пород; в основании — несогласие; 3 — области накопления платформенных осадков и вулканогенных пород; в основании — несогласие; 4 — области накопления мелководных отложений и вулканогенных пород; слои в основании залегают с видимым согласием; 5 — области накопления отложений трогов; слои в основании залегают согласно; 6 — геосинклиналь Новой Англии с граувакками, аспидными сланцами и вулканогенными породами; коралловые известняки «D»; 7 — континентальные вулканогенные породы.

Б — показана предполагаемая гидрографическая сеть в областях континентального осадконакопления. Возможно, что в какие-то несовпадающие периоды во впадине Амадиес и в бассейне Далси сток был направлен на юг через Новый Южный Уэльс, а не через бассейн Драмонд: 1 — области накопления морских геосинклинальных осадков; 2 — области накопления мелководных осадков; 3 — области преобладания континентальных осадков; 4 — области накопления мелководноморских осадков с последующим отложением континентальных осадков; 5 — области развития андезитовых вулканогенных пород; 6 — области развития риолитов, риодацитов и базальтов; 7 — предполагаемые водные потоки.

В — 1 — области морского осадконакопления; 2 — области чередующихся морских и угленосных осадконакоплений; 3 — области преимущественно континентального осадконакопления; 4 — области накопления ледниковых отложений с последующим солончатоводным и (или) континентальным осадконакоплением; 5 — области распространения вулканогенных пород



Тамуорт, где они выделяются в группу Тамуорт, до 4000—5000 м мощности. Нижняя часть последней складывается андезитами с редкими линзами известняков и кремнистых пород. Выше следует толща граувакк и полосчатых кремнистых радиоляриевых сланцев с прослоями и линзами известняков и различных по составу вулканических пород. В известняках в ряде горизонтов встречаются остатки кораллов, по которым возраст наиболее древнего из них датируется эмским ярусом. Сходный характер имеют девонские отложения прогиба Ярол.

В Западно-Антарктической области средний (как и нижний) палеозой известен только в Трансантарктическом хребте. Силур здесь не установлен, а девон (эмский ярус?) встречен только в разрезе гор Хорлик (см. рис. 100, разрез 2), где он представлен пачкой песчаников, глинистых и углистых сланцев, до 150 м мощности, с остатками трилобитов, плеченогих и других морских ископаемых, а также примитивных псилофитов.

В Новой Зеландии достоверные силурийские образования неизвестны. Формированию девонских отложений здесь предшествовали складчатость слоев кембрия и ордовика, внедрение в эти слои гранитных интрузий и общее воздымание и денудация. Девонские отложения выполняют здесь простые наложенные мульды и имеют характер квази-платформенных орогенных образований. Так, в округе Нельсон несогласно на слоях ордовика залегает слабо дислоцированная толща глинистых и известково-глинистых сланцев, мраморов и песчаников, до 2400 м мощности, с богатым комплексом ископаемых позднежединского возраста. В округе Уэстленд, в районе Рифтона, девон, сохранившийся в ряде небольших грабен, начинается толщей кварцитов (более 700 м), сменяющихся вверх по разрезу аргиллитами (около 190 м), затем известняками (25 м) и снова кварцитами (верхними). Серия этих слоев имеет раннедевонско-среднедевонский возраст.

Отложения второй половины девона и нижней части карбона в Новой Зеландии неизвестны. На эту эпоху здесь падает длительный период развития процессов денудации.

#### Конец среднего палеозоя (поздний девон — ранний карбон)

В Австралии в позднедевонско-раннекаменноугольное время существовали три группы бассейнов, различных по типу осадконакопления (см. рис. 101, Б): 1) в основном континентальные бассейны, возникшие на месте Лахланской системы и смежных с ней участков Австралийской платформы; 2) морские бассейны прогибов Карнарвон, Каннинг, залива Бонапарта на западной окраине платформы; 3) геосинклинальные бассейны системы Новой Англии и северного Квинсленда.

После табберабберской складчатости и связанного с ней периода воздымания и денудации с начала позднего девона значительные участки Лахланской системы были вновь охвачены погружением, которое распространилось и на смежные участки платформы. Возникла система меридионально вытянутых сообщавшихся впадин, разделенных невысокими и узкими горными кряжами. В совокупности эти впадины образовали несколько крупных бассейнов осадконакопления, отвечавших, возможно, бассейнам крупных рек, впадавших в море у северо-восточной и юго-восточной окраин современного материка. Полоса возвышенной суши существовала в эту эпоху на месте Сидней-Боуэнского «порога», отделявшего упоминавшиеся континентальные бассейны от располагавшегося восточнее морского геосинклинального бассейна. Отложения первых из них представлены толщами кварцевых



и аркозовых песчаников с прослоями алевролитов и конгломератов, относительная роль которых возрастает в восточном направлении, с приближением к области Сидней-Боуэнской суши. Обычно эти отложения лишены включений вулканических пород. Но у восточного края области их распространения им подчинены местами выклинивающиеся к западу прослои и линзы эффузивов и вулканических туфов кислого и среднего состава. Мощность данных образований составляет в среднем 1000—2000 м, но в некоторых восточных впадинах возрастает до 4000—5000 м. Рассматриваемые образования имеют в основном озерно-речное происхождение. Но на юго-западе в их основании встречаются также слои с морскими ископаемыми. Выше по разрезу органические остатки (пресноводных рыб и бесчелюстных) встречаются редко. К началу карбона осадконакопление в бассейнах, о которых идет речь, почти полностью прекратилось, сохранившись лишь в ряде небольших впадин на северо-востоке Лахланской области.

В развитии позднедевонских впадин Центральной Австралии несмотря на все их своеобразие проявляются все же черты унаследованности — в усилении прогибания и в развитии вулканической деятельности у восточного края области их распространения, вблизи Сидней-Боуэнского «порога».

На западе Австралии с середины девона (с живета) возобновились прогибание и осадконакопление в прогибе Каннинг и несколько позже, в позднем девоне, — в прогибе залива Бонапарта. В девоне и начале карбона в этих заливообразных прогибах шло формирование мелко-водных морских отложений — известняков, кварцевых песчаников, алевролитов, местами также доломитов с прослоями ангидрита. В конце раннего карбона эти заливы превратились в дельтовые равнины, лишь на короткие моменты времени покрывавшиеся водами моря. Подобный характер имел прогиб Карнарвон, в котором позднедевонское осадконакопление преемственно сменило среднепалеозойское.

На востоке Австралии, в прогибе Ходжкинсон северного Квинсленда, слои верхнего девона — нижнего карбона венчают серию выполняющих прогиб геосинклинальных образований. По-видимому, в середине карбона данный прогиб был охвачен складчатостью и общим воздыманием. Сходным образом протекало, вероятно, развитие южной подзоны палеозойской зоны Новой Гвинеи, которая в конце девона подверглась складчатости и воздыманию. На карбон здесь приходится перерыв(?) в накоплении осадков. В северной подзоне докаменноугольные отложения палеозоя не известны, а слои карбона залегают трансгрессивно, начинаясь красноцветными конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу кварцитами с прослоями песчано-глинистых сланцев и линзами известняков с ископаемыми раннего и среднего карбона, общей мощностью до 600 м. Выше здесь следует мощная (до 1500—2000 м) толща глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков верхнего карбона и перми, согласно кроющаяся морскими слоями нижнего триаса.

В системе Новой Англии к верхней части среднего палеозоя относятся отложения нижнего карбона, которые в прогибах Ярл и Тамуорт залегают обычно согласно на слоях девона и согласно кроются более молодыми слоями палеозоя. В прогибе Ярл нижний карбон представлен в основном морскими образованиями, в верхней части которых встречаются остатки *Eurydesma*. В прогибе Тамуорт морские условия существовали лишь в первую половину раннего карбона. В дальнейшем в нем установился континентальный режим осадконакопления. Нижний карбон прогибов Ярл и Тамуорт достигает 4000—



5000 м мощности (местами до 8000—10 000 м), отличается сильной фациальной изменчивостью и значительной ролью в составе его осадков грубозернистых песчаников и конгломератов. При этом как мощность, так и грубость обломочного материала увеличиваются к восточным бортам прогибов, указывая на поступление его с востока. Грубо-обломочные накопления чередуются и фациально замещаются алевролитами, глинистыми сланцами, местами также известняками. В верхней континентальной части нижнего карбона прогиба Тамуорт встречаются местами маломощные прослои угля. В этих же слоях появляются прослои ленточных глинистых сланцев и диамиктитов ледникового происхождения. В южной части прогиба Тамуорт в разрезе нижнего карбона обычны, наконец, пласты эффузивов и вулканических туфов среднего и кислого состава.

В Новой Зеландии, как уже отмечалось, отложения верхней части среднего палеозоя неизвестны. Эпоха позднего девона — раннего карбона была здесь, по-видимому, временем воздымания и господства процессов денудации.

В Трансантарктическом хребте западной Антарктиды к верхам среднего палеозоя относится нижняя часть надгруппы Бикон (см. рис. 100), отложения которой несогласно с размывом ложатся на слои кембрия. Среднепалеозойская часть надгруппы Бикон (нижний Бикон) сложена серо- и красноватыми конгломератами, известковистыми кварцевыми песчаниками, вверху также глинистыми сланцами и алевролитами с рассеянными в них желваками фосфорита, венчающимися толщей кварцевых песчаников и кварцитов. Редкие органические остатки (рыб, бесчелюстных, плеченогих) датируют слои нижнего Бикона средним-поздним девоном. Данные слои обнаруживают сходство с позднедевонско-раннекаменноугольными отложениями бассейнов Центральной Австралии, которым они соответствуют, вероятно, и по возрасту.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

### ЦЕНТРАЛЬНОГОНДВАНСКИЙ ЩИТ

Индостан и примыкающий к нему отрезок периферической зоны  
(Соляной кряж, Гималаи)

Гондванские впадины Индостана — область типичного развития гондванской «системы», где впервые было выявлено ледниковое происхождение ее базальных слоев. В гондванскую «систему» Индостана объединяются континентальные образования суммарной мощностью в несколько тысяч метров, выполняющие ряд крупных и мелких грабеннообразных впадин в докембрийских толщах Деканского щита (рис. 102). Наиболее древний член гондванской «системы» Индостана — серия Талчир — начинается слоем тиллита (15—30 м), возраст которого датируется обычно поздним карбоном. Наиболее молодой член той же «системы» — серия Джаббалпур — датируется поздней юрой — ранним мелом. Прогибание Гондванских впадин продолжалось, таким образом, на протяжении конца карбона, перми, триаса, юры и начала мела. При этом, однако, большинство впадин развивалось или в первую, или во вторую половину этого периода времени. В связи с этим среди них выделяются ранне- и позднегондванские впадины, формирование которых разделялось небольшой паузой, прихо-



дящейся на средний триас, с которой было связано и заметное изменение в характере растительности. Все это определило разделение гондванской «системы» на две части: нижнюю гондвану, позднекаменноугольно-раннетриасового возраста, и верхнюю гондвану, позднетриасово-раннемелового возраста. Последней в данном разделе мы касаться не будем.

Нижнегондванские отложения Индостана группируются в три серии: Талчир (верхний карбон — нижняя пермь), Дамуда, или Дамо-



Рис. 102. Карта распространения континентальных отложений гондванской серии в Индии. Из работы Вадиа:  
1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — деканские траппы; 3 — верхняя Гондвана, 4 — нижняя Гондвана; 5 — докембрий

дар (пермь), Панчет (нижний триас), отвечающие трем стадиям палеогеографического развития области Гондванских впадин. Древнейшая и наиболее характерная из этих трех серий — талчирская — представлена в своей нижней части ледниковым валунным слоем — тиллитом Талчир, а в верхней — пачкой песчаников и сланцев, 150—200 м мощности, с остатками *Glossopteris*, *Gangamopteris* и других представителей гондванской флоры. Средняя — дамудская — серия, угленосная, до 1500—2000 м общей мощности, сложена пачками аллювиальных песчаников и гравелитов, чередующимися с песчано-глинистыми озерными и озерно-болотными осадками с многочисленными прослоями угля. В районе г. Умария в основании серии обнаружен слой песка с раковинами *Spirifer*, *Productus* и других плеченогих каменноугольного пермского облика, который указывает на проникновение моря в центральную часть Индостана в начале дамудского времени. Верхняя — панчетская — серия не включает ни пластов угля, ни углистого материала. Она сложена пестроцветными песчаниками и гравелитами, часто косослоистыми, и глинистыми сланцами, до 500—600 м мощно-



сти. Помимо растительных остатков в слоях серии Панчет встречаются характерные для нее остатки лабиринтодонтов и рептилий.

За время накопления слоев нижней Гондваны климатическая обстановка в пределах Индостана существенно менялась. В талчирское время климат полуострова был, очевидно, суровым. Его наиболее возвышенные участки, располагавшиеся в области Восточных Гат и Аравалийских гор, были покрыты ледниками, спускавшимися в прилегающие впадины. В начале дамудского времени климат изменился. Богатая растительность, за счет которой образовались многочисленные пласты угля, говорит о теплом и влажном климате. В панчетское время появились признаки аридизации климата — растительность обеднилась, угленакопление прекратилось, осадки приобрели пестроцветную окраску, долины стали заселяться обычными обитателями засушливых областей — лабиринтодонтами и рептилиями.

В индо-пакистанской части периферической зоны (Соляный кряж, Западные Гималаи) распространены главным образом аналоги талчирского валунного слоя. Более высокие слои нижней гондваны замещены здесь, как правило, различными морскими образованиями. Наиболее северо-восточные выходы надталчирских континентальных отложений нижней гондваны известны в восточной части Низких Гималаев. Они представлены углистыми сланцами с тонкими прослойками угля и сопоставляются с дамудской серией Индостана. В Ассаме в их составе появляются покровы основных вулканических пород — траппов, которые, увеличиваясь в мощности, полностью замещают осадочные образования. Траппы Ассама являются, возможно, западной окраиной траппового поля Юньнана. На северо-западе континентальные отложения дамудского типа прослеживаются до Кашмира, где они также прослаиваются покровами основных вулканитов — панджальских траппов.

В Соляном кряже на глубоко размытой поверхности кембрийских слоев залегает ледниковый валунный слой, до 60 м мощности (см. рис. 99). В восточной части кряжа он кроется пачкой, около 50 м мощности, пятнистых песчаников с остатками морских ископаемых, в том числе рода *Eurydesma*. В некоторых районах Соляного кряжа слои с *Eurydesma* фациально замещаются(?) песчано-глинистым слоем с остатками птеропод (*Copularia*) и плеченогих, а также типичных нижнегондванских растений. Выше в разрезе Соляного кряжа следует толща, около 200 м мощности, продуктового известняка пермского возраста. Ее нижняя часть сложена грубыми известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с прослоями глинистых сланцев; средняя — более или менее чистыми известняками; верхняя — известковистыми песчаниками и мергелями. Вся толща продуктового известняка, особенно его средняя часть, богата органическими остатками — фузулинид, кораллов, плеченогих, головоногих моллюсков, среди которых много теплолюбивых форм (фузулиниды, колониальные кораллы, плеченогие родов *Oldhamina* и *Richthofenia*).

Таким образом, в районе Соляного кряжа в начале перми произошли столь же резкие, как и в области Гондванских впадин, изменения климата, нашедшие здесь свое выражение в потеплении морских вод, еще холодных в эпоху накопления слоев с *Eurydesma* и достигших температуры, пригодной для обитания форм тропического моря, в эпоху формирования продуктового известняка.

Верхнепалеозойские отложения Соляного кряжа тесно связаны с одновозрастными образованиями Западных Гималаев — хр. Пир-Панджал и Кашгарской долины (см. рис. 94). Особенностью этого района



является присутствие в составе пермских отложений панджальских траппов, достигающих 2500 м мощности, континентальных образований с остатками гондванских растений, в основании которых прослеживаются местами морские слои с *Eurydesma*, и своеобразных агломератовых граувакковых сланцев, связанных обычно с траппами и представляющих частично ледниковые, частично вулканогенные, частично аллювиально-пролювиальные образования. Панджальские траппы и связанные с ними агломератовые сланцы распространяются на северо-восток до верховьев р. Яркенд, в область юго-восточных отрогов Кунь-луня. К востоку по простирацию Гималаев траппы быстро выклиниваются, но ледниковый валунный слой прослеживается и в этом направлении, в район Спити, где он кроется морскими слоями перми.

#### Гондванская Африка

В Гондванской (Южной и Экваториальной) Африке отложения рассматриваемого этапа выделяются в «систему» Карру. К югу от экватора отложения этой системы выполняют многочисленные мелкие и крупные впадины близкого к широтному на западе и юго-западно — северо-восточного на востоке простираения. Их основная часть группируется в три дугообразно изгибающихся выпуклых к юго-востоку ряда. Юго-восточный ряд образует впадина Карру и подставляющий ее на северо-востоке Мозамбикский прогиб, в пределах которого слои «системы» Карру выступают в его восточном борту на о. Мадагаскар. Средний ряд образуют впадина Калахари и продолжающая ее на северо-восток система узких грабенообразных впадин Средней Замбези — Луангвы, наиболее северо-восточным звеном которой является впадина р. Рухуху. Северо-западный ряд образует впадина Верхнего Конго, вытянутая вдоль юго-восточного борта позднепротерозойской амфи-клизы Конго.

Классическим районом развития «системы» Карру является впадина Карру, где в составе данной «системы» выделяются четыре серии слоев: Двайка (древнейшая), Экка, Бофорт и Стормберг, общей мощностью до 10 000 м. Три нижние серии (Двайка, Экка, Бофорт) образуют согласно залегающий комплекс слоев, охарактеризованный, за исключением верхних слоев серии Бофорт, остатками растений гондванской ассоциации. По возрасту эта основная часть «системы» Карру (нижнее Карру) относится к позднему карбону — ранней перми (Двайка), ранней перми (Экка) и поздней перми — раннему триасу (Бофорт). Серия Двайка коррелируется с серией Талчир Индостана; серия Экка — с нижней частью Дамуда; серия Бофорт — с верхними слоями серии Дамуда и с серией Панчет. Слои серии Стормберг (верхнего Карру) залегают с размывом на различных горизонтах нижнего Карру и охарактеризованы растительными остатками иного типа, принадлежащими растениям мезофитной дикроидиевой ассоциации, представители которой появляются уже в верхних слоях серии Бофорт. Серия Стормберг имеет поздне триасово-юрский возраст и коррелируется с верхней Гондваной Индостана. В данном разделе она рассматриваться не будет. Вне впадины Карру широко распространены лишь отложения серий Двайка и Экка, серия Бофорт за пределы впадины Карру почти не протягивается. На юге «система» Карру присутствует в северной части Капской складчатой системы, где она смята в складки согласно с подстилающими ее слоями нижнего и среднего палеозоя. Во впадинах Карру, Калахари, Средней Замбези, Луангвы серия Двайка сложена в основном ледниковыми и ледниково-морскими об-



разованиями. Наибольшей мощности (до 700—800 м) серия достигает на юге впадины Карру. В своей нижней основной части она представлена здесь плотной неслоистой зеленоватой или голубоватой песчано-глинистой породой с рассеянными в ней угловатыми или слабоокатанными обломками различных пород. В верху серии выделяется свита (верхняя Двайка), 100—200 м мощности, тонкослоистых зеленоватых глинистых сланцев, в основании местами фосфатизированных, венчающаяся пачкой, 15—30 м мощности, черных битуминозных карбонатных сланцев. При выветривании породы данной пачки выбеливаются, благодаря чему она получила название Белого слоя. В последнем встречаются остатки растений (*Glossopteris*), пресноводных рыб и рачков, а также остатки небольшой (до 1 м) водной рептилии *Mesosaurus*. По-видимому, данный слой является озерным образованием. К северо-востоку мощность слоев Двайка уменьшается, и у северо-восточного края впадины Карру они выполняют глубокие эрозионные ложбины в породах Трансваальского щита, между которыми на значительных площадях отсутствуют. Белый слой сюда уже не распространяется.

В северо-западном направлении слои Двайка прослеживаются до границы Намибии и Анголы. В южной Намибии они слагают протяженную полосу в западном борту впадины Калахари, достигая 250—300 м мощности. Они представлены здесь чередованием тиллитовых горизонтов и песчано-глинистых пачек с остатками морских ископаемых (двустворчатых и брюхоногих моллюсков, в том числе *Eurydesma*, криноидей, морских ежей). В верху разреза выделяется пачка сланцев и алевролитов с остатками *Mesosaurus* — аналога Белого слоя впадины Карру. Нижняя Двайка Намибии имеет, таким образом, ледниково-морской характер. В эпоху ее накопления западная часть впадины Калахари несколько раз подвергалась трансгрессии моря, проникавшего сюда, очевидно, с запада. В северной Намибии, в районе плоскогорья Каокофелд, слои Двайка выполняют ряд эрозионных ложбин и имеют тот же характер, что и в южной Намибии, но остатки морских ископаемых здесь не встречены. В верху разреза присутствует горизонт (кварцита) с остатками *Mesosaurus*.

Серия Экка в пределах рассматриваемой территории распространена повсеместно, трансгрессивно перекрывая в ее северо-восточных районах слои Двайка. В южной и западной частях впадины Карру серия Экка сложена плотными зеленоватыми и голубоватыми аргиллитами с прослоями и линзами песчаников. У юго-восточного края впадины роль песчаников возрастает, причем их мощность и грубость к северу уменьшаются, что указывает на принос обломочного материала с юго-востока. У южного и юго-западного краев впадины мощность слоев Экка достигает 2000—3000 м, уменьшаясь в северо-восточном направлении. Органическими остатками эти породы очень бедны. Изредка в них встречаются куски окремнелой древесины и отпечатки листьев *Glossopteris* и *Gangamopteris*.

На северо-восточной окраине впадины Карру в средней части серии Экка развита мощная толща песчаников и гравелитов с прослоями сланцев и угля. Эта средняя угленосная Экка имеет большое промышленное значение, и область ее развития — крупнейший в Южной Африке каменноугольный бассейн. Близкий характер имеют слои Экка в северо-восточной части впадины Калахари, во впадинах Средней Замбези, Луангвы, Рухуху, где они также заключают обычно прослои угля. Угленосная Экка более богата органическими остатками растений гондванской ассоциации с незначительной примесью форм Евра-



мерийской провинции. В верховьях р. Вааль, к югу от Претории, в угленосных слоях серии Экка обнажен «ископаемый лес» из пней и стволов с хорошо выраженными годовыми кольцами роста, до 12—15 м длины и до 60 см в диаметре, принадлежащих крупным деревьям, вероятно кордаитам. Этот ископаемый «кордаитовый(?) лес» указывает на умеренно теплую климатическую обстановку эпохи накопления угленосных слоев серии Экка.

Во впадине Карру серия Экка формировалась, по-видимому, в обширном озерном бассейне, возможно в глубине морского залива (Мозамбикского?). Севернее слою данной серии представляют речные образования, формировавшиеся в ограниченных разломами долинах (грабенах), днища которых интенсивно погружались, на что указывает значительная мощность (до 3000—5000 м) выполняющих их отложений.

Слои серии Бофорт распространены почти исключительно во впадине Карру, где они достигают 2000—2500 м мощности. Они выделяются пестроцветной, местами красноцветной окраской пород — средне-тонкозернистых глинистых песчаников, переходящих в ряде горизонтов в аргиллиты, и обилием остатков наземных пресмыкающихся, скопления которых образуют одно из богатейших в мире местонахождений позднепермско-раннетриасовых наземных позвоночных. В верхних (нижнетриасовых) слоях серии Бофорт встречаются также остатки стегоцефалов и рыб, в том числе двоякодышащих (*Seratodus*), указывающих на периодическое пересыхание водоемов бофортского времени. Бофортская фауна, в составе которой много крупных теплолюбивых форм, существовала, вероятно, в условиях теплого безморозного засушливого климата, мало отличавшегося от современного климата внутренних областей Южной Африки.

Наиболее северная область развития «системы» Карру охватывает бассейн Верхнего Конго, где отложения данной «системы» выделяются в серию Лукуга, расчленяющуюся (по Каэну, 1958) следующим образом:

Пермь	переходная свита	} верхняя	} серия
	угленосная свита		
Карбон	свита черных сланцев	} нижняя	
	свита Валикале		

Нижняя Лукуга, включающая ледниковые образования свиты Валикале и свиту черных сланцев, сопоставляется с серией Двайка; верхняя Лукуга соответствует сериям Экка и Бофорт(?).

На востоке Верхнего Конго тиллиты Валикале выполняют ряд глубоких эрозионных ложбин широтного направления, спускавшихся на запад с охваченного оледенением водораздельного хребта, который к северу от оз. Танганьика совпадал в общих чертах с современным водоразделом Конго и верхнего Нила. Черные, богатые органическим веществом пиритсодержащие сланцы, венчающие разрез нижней Лукуги, сходны с Белым слоем впадины Карру, венчающим разрез серии Двайка, и не исключено, что эти образования формировались в одном обширном озерном бассейне. По-видимому, в эпоху верхней Двайки в области, охваченной в предшествующий период оледенением, произошла значительная нивелировка рельефа, приведшая к установлению на обширной площади однотипной озерной обстановки осадконакопления.



На северо-востоке впадина Карру открывается в Мозамбикский прогиб, также, вероятно, выполненный в своем основании отложениями «системы» Карру, выступающими на поверхность в восточном борту прогиба на о. Мадагаскар. Особенностью гондванских отложений Мадагаскара является присутствие в их составе на ряде стратиграфических уровней морских образований — следов наступавших с северо-востока морских трансгрессий.

## ПЕРИФЕРИЧЕСКАЯ ЗОНА

### Южноамериканское звено периферической зоны

#### Внеандийская Южная Америка

В пределах Внеандийской Южной Америки наиболее близки к южноафриканским верхнепалеозойские отложения Паранской впадины. Они начинаются ледниковыми образованиями, залегающими или на породах фундамента платформы, или, вдоль восточного края впадины, на слоях нижнего девона. Верхнекаменноугольная часть гондванских слоев Паранской впадины выделяется в серию Тубаран, пермская — в серию Паса-Дойс, базальный горизонт которой — свита сланцев Ирати — является полным аналогом Белого слоя впадины Карру. Опираясь на это, серия Паса-Дойс сопоставляется с Белым слоем, серией Экка и нижней (пермской) частью серии Бофорт, а серия Тубаран — с нижней Двайкой. В серии Тубаран, в свою очередь, выделяется нижняя часть — свита Итараре, ледниковая, и верхняя часть — группа Гуата, угленосная, отчасти фациально замещающие друг друга.

Группа Итараре в южной части Паранской впадины имеет небольшую мощность (около 100 м) и целиком сложена тиллитами. К северу ее мощность возрастает до 500—1000 м, и в ее составе обособляется несколько (до 5) тиллитовых горизонтов, разделенных межледниковыми песчано-глинистыми слоями, заключающими местами прослойки угля. На востоке, в приатлантических районах впадины, в некоторых межтиллитовых горизонтах встречаются морские ископаемые — беззамковые, изредка также замковые плеченогие и двустворки. Раковин *Eurydesma* здесь не обнаружено. В целом группа Итараре северной части Паранской впадины ближе к слоям Двайки южной Намибии, чем к тиллитовой Двайке впадины Карру.

Группа Гуата — это фациально изменчивая песчано-сланцевая толща, до 200—300, местами до 500 м общей мощности, различным горизонтам которой в ряде районов подчинены угленосные свиты. Среди последних наибольшее значение имеет свита Риу-Бенниту южной Бразилии, в которой встречаются растительные остатки как гондванской ассоциации, так и ряда позднепалеозойских еврамерийских форм — кордантов, лепидофитов, хвойных (*Voltzia*) и др.

Располагающаяся в основании серии Паса-Дойс маломощная (до 100 м) свита Ирати зеленых, серых, черных глинистых сланцев, обычно битуминозных с прослоями известняков, нередко окремненных, включает остатки мезозавров, местами также морских брюхоногих и двустворчатых моллюсков. Как и породы Белого слоя, некоторые разности черных сланцев свиты Ирати при выветривании светлеют и выбеливаются. Вверх по разрезу сланцы Ирати сменяются глинистыми отложениями средней части серии Паса-Дойс. Угленосные образования здесь отсутствуют, но нередки прослойки кремнистых известняков. В этих



отложениях, мощностью до 200—300 м, встречаются остатки пресноводных, а иногда и морских моллюсков, что указывает на преимущественно озерные условия осадконакопления, прерывавшиеся временами ингрессиями моря. На большей территории Паранской впадины средней частью серии Паса-Дойс осадконакопление закончилось. В тех же районах, где оно продолжалось, началось формирование красноцветных глин и песчаников верхней части серии, отлагавшихся, вероятно, уже в небольших разобщенных постепенно усыхающих водоемах, в условиях возрастающей аридизации климата.

В позднем палеозое в области нижнего течения р. Параны к Паранской впадине с запада примыкала расположенная в средней части Чако-Пампасского прогиба небольшая погребенная Чако-Паранская впадина. Выполняющий ее верхнепалеозойский комплекс слоев начинается мощной (до 1500 м) толщей глинистых пород, прослоенных в их средней и верхней частях пачками светлых песков, подстилающимися пластами диамиктитов ледникового или флювиогляциального происхождения. Выше следует мощная (до 500 м) толща тиллитов с прослоями песков и темных глинистых сланцев, которая в восточной части впадины кроется пачкой черных битуминозных сланцев — эквивалентом сланцев Ирати. Считается, что тиллитовая толща Чако-Паранской впадины соответствует серии Тубаран, лежащая же ниже глинистая толща является более древней — миссисипско-пенсильванской. Венчается разрез верхнего палеозоя Чако-Паранской впадины толщей, до 200—300 м мощности, глин, песчаников, алевролитов с линзами окремненных известняков, отвечающих стратиграфически нижней части серии Паса-Дойс Паранской впадины.

Севернее Паранской впадины ледниковые образования в составе верхнего палеозоя не прослеживаются. Во впадине Мараньян позднепалеозойский цикл осадконакопления начался формированием в раннем пенсильвании континентальных красноцветных песчаников, глин, конгломератов, мощность которых достигает 180—200 м. В позднем пенсильвании континентальный режим осадконакопления сменился лагунно-морским, в условиях которого накопилась толща, около 250 м мощности, песчаников и глин, частично красноцветных с прослоями известняка, доломита и ангидрита, с редкими остатками морских ископаемых. Выше следует нижнепермская озерная(?) свита Педра-ди-Фогу песчаников, темных глинистых сланцев, окремненных доломитов, многочисленных тонких прослоев кремня, с остатками окремнелых стволов древовидных папоротников (*Psaronius*). Эта толща — стратиграфический аналог свиты Ирати, также характеризующейся широким развитием кремнистых пород. Разрез верхнего палеозоя впадины Мараньян завершается верхней песчано-глинистой красноцветной толщей, в нижней части которой, как и в пенсильванской части разреза, присутствуют прослой известняка, доломита и ангидрита.

В целом, таким образом, пенсильванско-пермский осадочный цикл впадины Мараньян представлен толщей континентальных и в средней части цикла лагунно-морских красноцветных частично соленосных отложений, формировавшихся в условиях жаркого(?) засушливого климата, в начале и конце цикла — в замкнутом, а в его средней части — в полузамкнутом морском бассейне, связь которого с открытым морем осуществлялась, по-видимому на севере, с южной частью Протоатлантика.

В еще более северном Амазонском прогибе осадконакопление после предпозднепалеозойского перерыва возобновилось на короткое время в среднем пенсильвании. Отложения последнего (серия Итаитуба)



представлены здесь толщей известняков, глинистых сланцев, песчаников, с остатками морских ископаемых. В осевой части прогиба в ее составе появляются мощные пласты ангидрита и каменной соли и общая мощность достигает здесь 1000—1500 м. Более молодые слои палеозоя в Амазонском прогибе не известны.

#### Андийский пояс

В Андийском поясе позднепалеозойский цикл осадконакопления отделяется от среднепалеозойского цикла перерывом, сопровождавшимся во многих районах проявлениями позднедевонской складчатости. На ряде участков пояса предпозднепалеозойский перерыв захватил первую половину карбона, но на других участках поднятия сменились погружением уже в начале карбона, и в их пределах началось формирование континентальных, частично также морских отложений. Область Эквадорско-Колумбийской и Перуанско-Боливийской систем наибольшее погружение, вызвавшее широкую морскую трансгрессию, испытала в позднем карбоне — ранней перми, когда в южной половине пояса начала уже развиваться регрессия и морское осадконакопление стало уступать место континентальному.

В Эквадорско-Колумбийской системе — в зонах Восточной Кордильеры и Центральной Кордильеры Колумбии и Восточной Кордильеры Эквадора — отложения верхнего палеозоя представлены толщей, до нескольких тысяч метров мощности, чередования известняков, глинистых сланцев, песчаников, конгломератов, обычно красноцветной окраски, частично морского, частично континентального происхождения. Известные здесь морские образования имеют большей частью среднепенсильванский или раннепермский возраст.

В Перуанско-Боливийской системе верхний палеозой представлен преимущественно континентальными образованиями, накопление которых дважды — в среднем пенсильвании и ранней перми — прерывалось вторжением моря. Континентальные отложения миссисипия — нижнего пенсильвания распространены в основном в зоне Восточной Кордильеры Перу, вне которой они присутствуют, возможно, лишь в основании верхнепенсильванско-пермских слоев Субандийской зоны Боливии. В Перу верхнепалеозойские отложения залегают несогласно на интенсивно смятых слоях нижнего-среднего палеозоя, выполняя ряд межгорных депрессий. Они представлены толщей (группа Амбо), до 500—1000 м мощности, красноцветных глин, песчаников, конгломератов, а также прослоев туфов кислого состава и пластов угля с остатками растений (*Lepidodendron* и др.) еврамерийского типа. Эти континентальные образования кроются морскими, внизу — песчано-глинистыми, флишеидными, вверху — карбонатными, отложениями свиты Тарма среднего пенсильвания, достигающей 1000—2000 м мощности. Выше залегает верхняя континентальная красноцветная толща с покровами андезитовых лав позднепермского возраста.

В Боливии сравнительно полный разрез верхнего палеозоя имеется в Субандийской зоне. Верхний палеозой представлен здесь мощной, до 1500 м, серией озерно-аллювиальных терригенных отложений нижней Гондваны, заключающих лишь споры растений миссисипско-пенсильванского возраста. Серия этих отложений, согласно залегающих на слоях девона, начинается толщей, до 400 м мощности, пестроцветных песчаников. Выше следуют слои группы Тариха — песчанистые глины с прослоями песчаников, гравелитов, а южнее — типичные тиллиты с валунами красных докембрийских гранитов, присутствие кото-



рых говорит о поступлении ледникового материала с востока и северо-востока, со стороны Бразильского щита. Отложения группы Тариха и Гондваны, возможно позднепермского, возможно триасового возраста.

«Нижняя Гондвана» Субандийской зоны может быть сопоставлена с более древними, чем свита Ирати, слоями Чако-Паранской впадины, почку впадин, приуроченных к области Чако-Пампасского прогиба. Возможно, в ту же цепочку впадин входил район Южных сьерр Буэнос-Айреса. В этом районе верхний палеозой представлен толщей, свыше 2000 м мощности, чередования пластов кварцитов, тиллитов, глинистых сланцев, в верхней части которой встречаются прослои с морскими ископаемыми. Среди последних обычны раковины *Eurydesma*. Еще более южным звеном «субандийской» цепочки позднепалеозойских впадин является район Фолклендских островов. Верхний палеозой представлен здесь лишь пермской частью мощностью до 3000 м. Он начинается толщей конгломератов, несогласно налегающих на слои нижнего девона, сменяющихся выше песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, кварцитами с остатками растений гондванской ассоциации. Самая верхняя часть этих слоев относится, возможно, уже к нижнему триасу. Ни морских, ни ледниковых образований в серии этих отложений не отмечается.

В центральной зоне Боливийских Анд (зона Пуны) и в западной части зоны Восточных Кордильер Боливии основание верхнего палеозоя образует обычно нижнепермская серия Копакабана (Копакабана — п-ов на оз. Титикака), представленная чередованием известняков, глинистых сланцев, песчаников, частично морского, частично континентального происхождения, залегающая непосредственно на слоях среднего палеозоя. Известняки серии Копакабана достигают местами несколько сотен метров мощности и заключают обильные остатки разнообразных морских ископаемых — фузулинид, плеченогих, кораллов, иглокожих и др. Общая мощность серии Копакабана очень изменчива: от нескольких сотен до 1500—2000 м. В области Пуны серия Копакабана венчается толщей чередующихся пластов гипса, ангидрита и каменной соли, до 300 м общей мощности. Местами в пределах как Пуны, так и Восточной Кордильеры серия Копакабана подстилается континентальными образованиями с прослоями тиллитов, подобными слоям группы Тариха Субандийской зоны.

Отложения серии Копакабана формировались, по-видимому, в узком протяженном заливе, занимавшем осевую часть Боливийского сегмента Перуанско-Боливийской системы и переходящем на севере в более открытый морской бассейн. От Субандийского бассейна бассейн Копакабана отделялся, вероятно, полосой невысокой суши, которая ограничивала его с востока.

В Чилийско-Аргентинской системе после позднедевонской складчатости морские условия быстро восстановились. К югу от 30° ю. ш. частости морские условия быстро восстановились. К югу от 30° ю. ш. в ее пределах возник в начале карбона меридиональный кряж, протянувшийся на 300—400 км вдоль оси Предкордильеры Центрально-аргентинских Анд. К западу от этой палеокордильеры образовался интенсивно погружавшийся геосинклинальный прогиб, в котором осадконакопление протекало в карбоне в основном в морских условиях, а к востоку — более мелкая и плоская внегеосинклинальная депрессия, в которой обстановка осадконакопления на протяжении позднего палеозоя оставалась континентальной. В западном морском прогибе,



который палеогеографически был связан, по-видимому, с морем, располагавшимся в пределах Тихого океана, в течение карбона сформировалась толща, до 7000 м мощности, преимущественно грубообломочных пород (конгломератов, грубозернистых песчаников), отчасти также алевролитов, глинистых сланцев, редких прослоев известняка с редкими остатками морских ископаемых. Начиная со слоев среднего карбона и выше по разрезу в составе этой толщи присутствуют пласты диамиктитов ледниково-морского происхождения. В восточном (континентальном) прогибе в то же время шло накопление озерно-аллювиальных отложений с остатками наземных растений (*Lepidodendron*, *Rhacopteris*, *Calamites*). В их составе встречаются местами отложения флювиогляциального типа, но ледниковые или ледниково-озерные образования отсутствуют. Пермская часть верхнего палеозоя представлена здесь континентальными красноцветными породами, подобными пермско-триасовым(?) толщам Субандийской зоны Боливии.

Южнее сходные слои верхнего палеозоя выступают в Предкордильере провинции Чубут, где палеонтологически охарактеризованные слои карбона (визе — верхний карбон) достигают 5200 м мощности. В их составе, в целом более тонкозернистом, также присутствуют ледниково-морские образования. Слои карбона венчаются здесь толщей на западе морских, а на востоке континентальных отложений раннепермского возраста, до 700 м мощности. Их континентальные фации включают обильные остатки наземных растений, среди которых наряду с формами гондванской ассоциации присутствуют многочисленные представители других флористических областей. Ледниковые образования как в морской, так и в континентальной фации данных слоев отсутствуют.

Морские отложения (известняки) карбона и нижней перми известны также в нескольких пунктах Патагонских Анд, где, однако, характер их распространения остается неясным.

#### Внешняя подзона северного звена периферической зоны

Во внутренней подзоне северного звена периферической зоны (Сахарская Африка, «Гондванский» Атлас) верхнепалеозойские образования гондванского типа, как мы видели, отсутствуют. Средне-позднепалеозойское развитие этой подзоны было сходно с таковым Атлантиды, в котором поздний палеозой отвечает лишь заключительной стадии предшествовавшего хода событий. Иная обстановка была во внешней подзоне того же звена периферической зоны.

К западу от р. Инда, в Афганистане и Иране, образования гондванского типа неизвестны. Пермские слои представлены здесь большей частью морскими карбонатными отложениями, сходными с нижележащими известняками карбона. Но в ряде районов нижняя пермь сложена здесь терригенными образованиями, частично континентальными с прослоями угля, лишь с отдельными прослоями известняков с морскими ископаемыми. Растительные остатки в них встречаются редко, и состав их остается неизученным. Большое значение имеют на этом фоне находки типичных нижнегондванских растений (*Glossopteris*, *Gangamopteris*) в угленосных отложениях южной Турции (к северу от Диярбакыра), залегающих с размывом на слоях девона. С этими находками коррелируется присутствие в основании перми центральной и юго-западной части Аравийского полуострова диамиктитов, вероятно ледникового происхождения. При подтверждении их ледникового генезиса эти диамиктиты будут указывать на частичное(?) оледенение



Аравийско-Нубийского щита, одновременное с талчирским оледенением Индостана.

Поздняя пермь в западной части рассматриваемой подзоны была эпохой широкой морской трансгрессии. Отложения этой эпохи представлены большей частью известняками мощностью до нескольких сотен метров. В пределах Аравийского полуострова, юго-западная и юго-восточная окраины которого оставались сушей, последняя окайм-



Рис. 103. Карта распределения осадков верхней перми на Аравийском полуострове («Геология фанерозоя», 1978):

1 — суша; 2 — конгломераты и песчаники, 3 — песчаники и глины, 4 — карбонатные породы, 5 — ангидрит, 6 — регрессия в триасе

лялась полосой терригенных образований, охватывающей полукольцом центральную, по-видимому полузамкнутую, часть Аравийского бассейна, в котором шло накопление карбонатно-соленосных отложений — известняков, доломитов с линзами и прослоями гипса и ангидрита (рис. 103).

#### Австралийско-Антарктическое звено периферической зоны

##### Австралия

В Австралии, за исключением системы Новой Англии, на средний карбон и, вероятно, на раннюю часть позднего карбона почти повсеместно приходится перерыв в накоплении осадков. Лишь с конца



карбона здесь начались новая волна погружений и отвечающий ей позднепалеозойско-триасовый цикл осадконакопления. Наиболее полно образования этого цикла развиты в Сидней-Боуэнской зоне и в прогибе Тамуорт, совокупность которых австралийские геологи называют геосинклиналью Ньюкасл (см. рис. 101, В).

Допермские слои «геосинклинали» Ньюкасл выступают в синклинории Тамуорт. Во второй половине карбона море его покинуло и в нем началось накопление континентальных — пролювиальных, речных, озерных, озерно-болотных — отложений, которое продолжалось и в среднем-позднем карбоне. Уже в верхах нижнего карбона в их составе появились ледниковые образования (тиллиты, ленточные глины), роль которых в слоях среднего-верхнего карбона возрастает. Продолжается вулканическая деятельность. Подобный тип осадконакопления сохраняется здесь и в перми.

Боуэнский и Сиднейский прогибы Боуэн-Сиднейской зоны выполнены отложениями перми, основание которых здесь неизвестно. Мощность их достигает 7000—8000 м. В прогибе Боуэн они слагают трехчленно построенную серию Боуэн. Нижние слои этой серии представлены наземными эффузивами среднего и кислого состава, достигающими значительной мощности у восточного края прогиба и постепенно выклинивающимися к западу. Средняя часть серии Боуэн сложена морскими образованиями — песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами с крупными эрратическими глыбами, принесенными плавающими льдами, — до 2500 м мощности в осевой части прогиба. Эти слои заключают довольно обильные органические остатки, в том числе двустворок рода *Eurydesma*, датирующих их возраст верхней частью ранней перми. Выше следует мощная континентальная угленосная толща верхних слоев серии Боуэн, позднепермского возраста с остатками растений глоссоптериевой ассоциации. Завершается разрез прогиба Боуэн континентальными слоями нижнего-среднего триаса, согласно перекрывающими угленосные отложения верхней перми. Триас сложен здесь конгломератами, галечниковый материал которых поступал с востока и юго-востока, песчаниками, красно-бурыми алевролитами, а также вулканическими породами среднего состава суммарной мощностью до 5000 м. Очевидно, накопление этих образований протекало в условиях интенсивного воздымания области складчатой системы Новой Англии и столь же интенсивного погружения самого Боуэнского прогиба.

У западного края прогиба Боуэн слои серии Боуэн сокращаются в мощности и почти полностью выклиниваются. Западнее, по западной периферии поднятия, возникшего на месте позднедевонско-раннекаменноугольного прогиба Драмонд, в позднекаменноугольно-триасовом прогибе Гелили отложения верхнего палеозоя начинаются свитой Джо-Джо. Последняя сложена внизу ледниковыми образованиями, а в верхней части — песчаниками и сланцами с прослоями угля, до 800 м общей мощности. Выше с размывом залегает маломощная толща сероцветных глин и песчаников верхней перми, кроющаяся красноцветными глинами и песчаниками нижнего триаса. Комплекс этих отложений под покровом юрско-меловых отложений Большого Артезианского Бассейна прослеживается по данным бурения через всю область системы Томсона, вплоть до восточной окраины Австралийской платформы, выполняя погребенный бассейн Эроманго.

Пермские отложения Сиднейского прогиба и синклинория Тамуорт сходны со средними и верхними слоями серии Боуэн. В их основании выделяется мощный (до 1800 м) комплекс морских отложений группы



Далвуд и выше — маломощная (до 300 м), но сильно насыщенная пластами угля циклически построенная угленосная континентальная свита Грета. Выше без перерыва следует серия (менее 1000 м) слоев триаса. Ее нижняя часть (нижний триас) складывается внизу конгломератами и красными песчаниками, выше — серыми и красными песчаниками, алевролитами и сланцами; средняя — массивными кварцевыми песчаниками (речными); верхняя (средний-верхний триас) — свитой переслаивания серых и темно-серых песчаников и сланцев.

Большое сходство с пермскими и триасовыми слоями Сиднейского прогиба, отличаясь лишь малой мощностью (до 1000 м), обнаруживают слои того же возраста Тасмании, залегающие трансгрессивно и почти горизонтально на слоях нижнего и среднего палеозоя. Особенностью триасовой части разреза Тасмании является присутствие угленосных пачек с пластами угля промышленного значения.

В прогибах Ярл и Гимпи системы Новой Англии нижняя пермь представлена в основном морскими неугленосными образованиями, которым подчинены покровы эффузивов и вулканических туфов среднего и кислого состава. В поздней перми опускание этих прогибов и осадконакопление в них прекратились.

Конец перми ознаменовался в геосинклинальной системе Новой Англии развитием завершающей для нее складчатости — орогенеза Хантер-Боуэн, по схеме австралийских геологов, которая сопровождалась внедрением крупных гранитных и приуроченных к зонам некоторых разломов (большого серпентинитового пояса и др.) небольших линзовидных ультраосновных интрузий. В «геосинклинали» Ньюкасл складчатость Хантер-Боуэн проявилась лишь у ее восточного края, в синклинории Тамуорт в частности. Основная же часть этой «геосинклинали» — Боуэнский и Сиднейский прогибы — складчатостью почти не были затронуты. Их развитие не было, следовательно, геосинклинальным.

Складчатость Хантер-Боуэн привела к отмиранию в системе Новой Англии геосинклинального режима и к превращению ее из геосинклинальной системы в складчатую. Лишь у восточного края последней, в прогибе Гимпи и в наложенной на него юрско-меловой впадине Мэриборе, в раннем триасе прогибание возобновилось и привело к новой морской трансгрессии. Здесь сформировалась толща конгломератов и грубозернистых песчаников и выше алевролитов и сланцев с остатками морских ископаемых, залегающая несогласно на смятых в складки слоях перми. В середине триаса слои прогиба Гимпи были охвачены новой фазой складчатости, в результате которой область прогиба Гимпи «припаялась» к складчатому сооружению Новой Англии.

Ряд небольших впадин возник в раннем триасе и во внутренней части системы Новой Англии (грабен Эск и др.). В них сформировались толщи грубообломочных пород и вулканитов, которые, как и нижний триас прогиба Гимпи, в середине триаса были охвачены складчатостью и прорваны гранитными интрузиями.

В ряде районов южной Австралии распространены континентальные отложения перми, сходные со свитой Джо-Джо прогиба Гелили. Подобные образования, представленные внизу тиллитами, а выше озерными(?) песчаниками и сланцами, часто угленосными, выступают на поверхность и вскрыты буровыми скважинами во впадине Марри, на п-ове Флерио и в смежных районах Аделаидской системы, в прогибе Оффисер и в ряде других районов.

Значительным распространением пермские отложения пользуются в прогибах западной и северо-западной Австралии, где они залегают



трансгрессивно на слоях нижнего карбона и более древних толщах, вплоть до пород фундамента платформы. В прогибе Карнарвон они достигают 3600 м мощности (рис. 104). Они начинаются здесь пачкой кварцевых песчаников, на которой залегает толща, до 1500 м мощно-

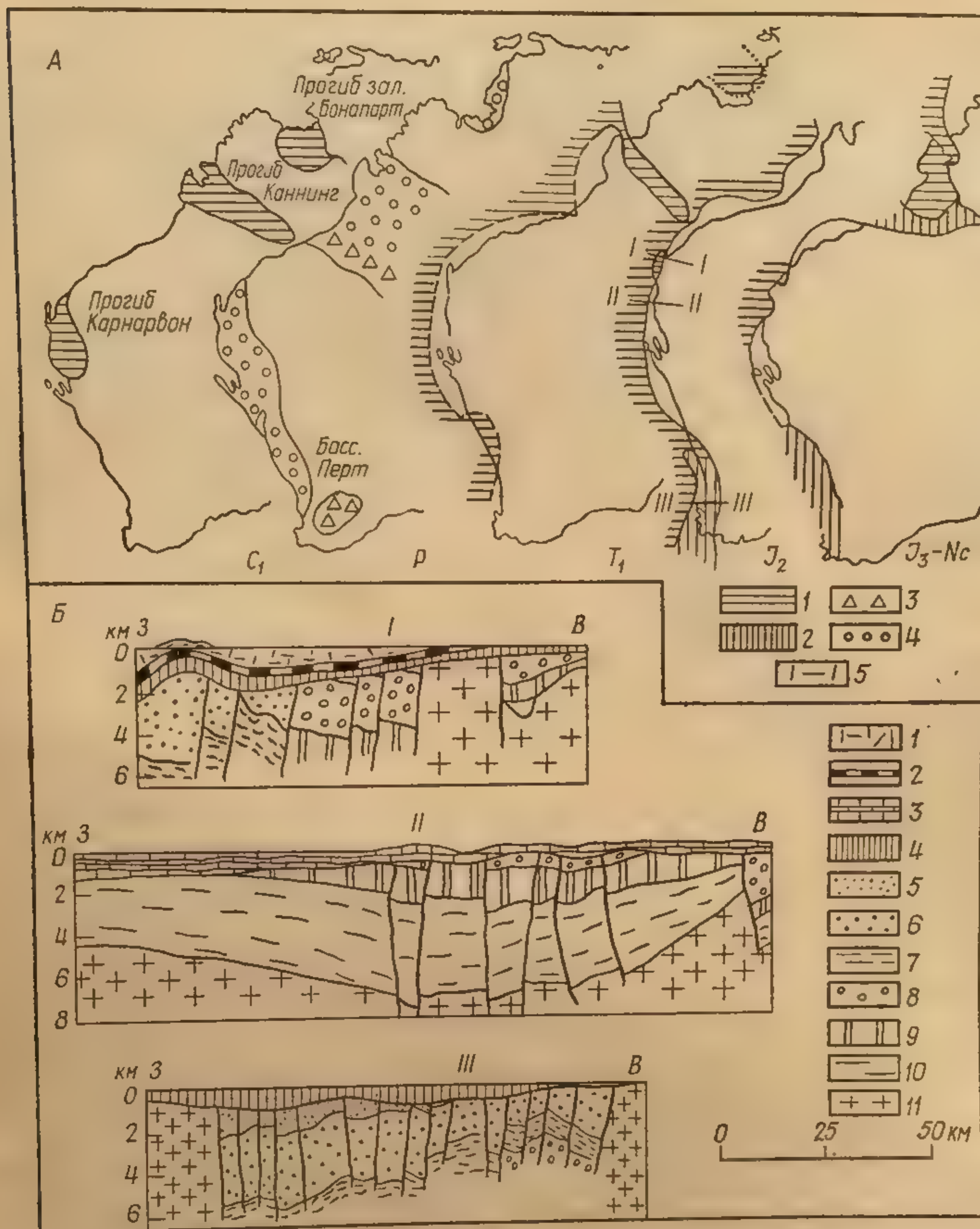


Рис. 104. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские образования западного и северо-западного побережий Австралии.

А — палеогеографические схемы. По Д. Брауну и др. (1970), с небольшими изменениями: 1 — области морского осадконакопления; 2 — области континентального осадконакопления; 3 — области накопления ледниковых и затем солоноватоводных и континентальных отложений; 4 — области накопления ледниковых и затем морских отложений; 5 — положение профилей на рис. Б. Б — геологические профили. По Н. П. Judbrook (1978), несколько схематизировано. Положение профилей показано на палеогеографической схеме средней юры (J<sub>2</sub>): 1 — кайнозой, 2 — верхняя часть верхнего мела; 3 — верхняя часть верхнего мела — палеоген; 4 — нижний (апт-альб) и верхний мел; 5 — неом; 6 — юра; 7 — триас; 8 — пермь; 9 — девон-карбон; 10 — силур; 11 — докембрий

сти, морских терригенных осадков (песчаников, глинистых сланцев) с раковинами *Eurydesma* и других ископаемых, прослоенных пятью горизонтами тиллитов. Формирование этих нижнепермских ледниково-



морских образований сменилось местами накоплением морских мелководных терригенно-карбонатных осадков, местами дельтовых и конгломератной ассоциации. Сходные отложения перми распространены также и в других прогибах западной окраины Австралии. Важной особенностью всех этих образований является присутствие в морских слоях, наряду с *Eurydesma* и другими гондванскими формами (за исключением фузулинид), также форм, характерных для Урала и продуктового известняка Соляного кряжа.

#### Новая Зеландия и Западная Антарктида

В *Новой Зеландии* различают два типа развития верхнепалеозойско-нижнемезозойских образований: тип хоканое, представленный в зоне II — краевой зоне геосинклинали, и «альпийский» тип, представленный в зоне III и, возможно, в метаморфизованном виде в зоне IV. Образования типа хоканое распространены только на о. Южный — на северо-западе, в округе Нельсон, и на юге, в синклинии Саутленд. Образования «альпийского» типа с трудом и не везде отделяются от слоев триаса — нижнего мела, вместе с которыми они выделяются в надгруппу Торлес — аналог верхоянского комплекса Верхоянья.

Образования типа хоканое в своей нижней верхнекаменноугольно-нижнепермской части представлены мощной (до 15 000 м) серией основных вулканических пород и прорывающих их основных и ультраосновных интрузий с прослоями морских осадочных пород — граувакк, известняков, конгломератов. Начало верхней перми отмечено обычно в типе хоканое присутствием линзовидных тел известняков, до 600 м мощности, с обломками раковин иноцерамовидных двустворок рода *Atomodesma* и иноцерамов рода *Permoseramus*. Вышележащая часть верхней перми сложена в типе хоканое фациально изменчивой толщей глинистых сланцев, песчаников, конгломератов с отдельными прослоями известняков, от 300—500 до 5000—6000 м мощности.

В «альпийском» типе, палеонтологически охарактеризованном очень слабо, к перми относят нижние слои группы Торлес — однообразной граувакковой толщи, в которой изредка встречаются обломки раковин *Atomodesma* и которая отвечает по возрасту верхнепермской части разреза типа хоканое. Аналоги более древней части последнего представлены, возможно, в «альпийском» типе в толще метаморфических сланцев Хаст зоны III.

В *Западно-Антарктической складчатой области* образования верхнего палеозоя распространены как в Трансантарктической системе, так и в системе Антарктанд. В Трансантарктической системе к верхнему карбону — перми относится верхняя часть надгруппы Бикон (верхний Бикон), представленная внизу тилитоподобными породами, а вверх — глинисто-граувакковой толщей с прослоями угля и с растениями гондванской ассоциации (см. рис. 100). Эти отложения распространены в Трансантарктическом хребте повсеместно и залегают практически горизонтально. Близкие по составу толщи развиты в горах Элсуэрта, но здесь они принимают участие в складчатости слоев кембрия, хотя, по-видимому, дислоцированы они значительно слабее последних.

В системе Антарктанд на Антарктическом полуострове к верхнему палеозою принадлежит, вероятно, палеонтологически охарактеризованная лишь спорами растений каменноугольного «облика» доюрская се-



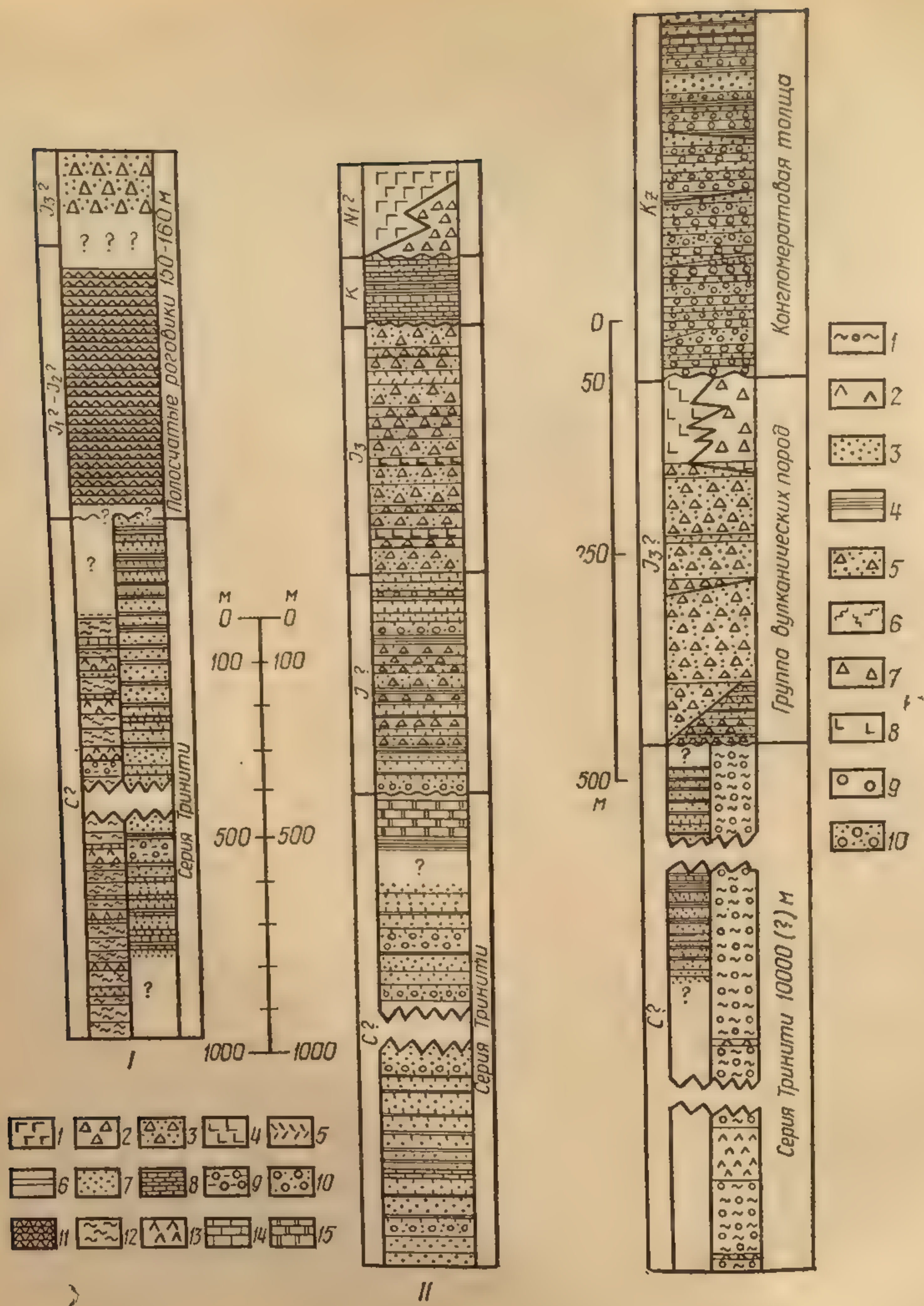


Рис. 105. Стратиграфические колонки для районов северо-западного побережья п-ова Тринити (I) и Берега Оскара (II). Составлены по данным Д. Эллиота (Elliot, 1965, 1966) и М. Флита (Fleet, 1965, 1966, 1968) (Г. Э. Грикуров, 1973):

I—II — 1 — оливиновые базальты; 2 — грубообломочные литокластические туфы базальтов, андезитов и кислых лав; 3 — кристаллокластические туфы андезитов, дацитов, риолитов; 4 — лавы среднего состава; 5 — лавы кислого состава; 6 — глинистые сланцы; 7 — песчаники (в том числе слабо метаморфизованные); 8 — тонкослоистые алевролиты; 9 — галечниковые аргиллиты и глинистые сланцы; 10 — конгломераты, гравелиты; 11 — кварц-полевошпатово-сланцевые сланцы; 12 — филлиты; 13 — эпидот-тремолитовые сланцы; 14 — известковистые алевролиты и глинистые известняки; 15 — мраморизованные известняки и мраморы. Сводная колонка по району Берега Норденшельда (III). Составлена по данным Д. Эллиота (Elliot, 1966): 1 — слюдяные и полевошпатово-кварц-сланцевые сланцы; 2 — актинолитовые, хлоритовые, эпидот-актинолитовые сланцы; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — глинистые сланцы и глинистые алевролиты; 5 — мелкообломочные пирокластические породы; 6 — пепловые туфы; 7 — псефитовые туфы; 8 — андезиты; 9 — мелкоовальные и галечные конгломераты; 10 — гравелиты и гравийные песчаники



рия Тринити — мощная (свыше 10 000 м) граувакко-сланцевая толща, близкая по составу, строению и степени метаморфизма к верхнему палеозою «альпийского» типа Новой Зеландии (рис. 105). Нижняя граница серии Тринити не установлена. По-видимому, слои данной серии непосредственно налегают на метаморфизованные образования верхнего протерозоя, широко распространенные на Антарктическом полуострове. С серией Тринити тесно связана толща основных вулканических пород с подчиненной им пачкой кварцитов, которую одни исследователи помещают в основание серии Тринити, другие — над слоями последней.

\* \*  
\*

Эта книга Георгия Павловича Леонова издается уже после смерти автора. Хотя книга и была им практически закончена, ему не пришлось принять участие в процессе подготовки рукописи к печати. Редакция геологической литературы Издательства МГУ и кафедра исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ постарались как можно лучше выполнить этот завершающий этап работы, но не все оказалось возможным сделать в отсутствие самого автора. Так, могут, вероятно, показаться несоразмерными некоторые разделы текста; определенные трудности были с графикой — пришлось отказаться от включения в текст ряда оставшихся незавершенными рисунков, несколько обеднив тем самым, по сравнению с тем, как это было задумано, иллюстрационную часть работы. Возможно, читатель обнаружит и еще какие-нибудь упущения. Но все это, как хочется надеяться, отступает на второй план по сравнению с основным содержанием книги.

49293/1





# Оглавление

Введение . . . . .	3
Глава I. Палеозой; его границы со смежными подразделениями . . . . .	5
Глава II. Общие черты палеозойской структуры земной коры; органический мир и геохронология палеозоя . . . . .	8
Проблема палеозойских океанов . . . . .	8
Палеозойская структура материковой части земной коры . . . . .	12
Органический мир палеозоя . . . . .	16
Геохронологическое расчленение палеозоя . . . . .	28
Глава III. Восточно-Европейская платформа и ее параплатформенное обрамление . . . . .	33
Общие черты структуры . . . . .	33
История развития . . . . .	38
Эопалеозойский этап (венд—кембрий) . . . . .	38
Раннепалеозойский этап (ордовик—ранний девон) . . . . .	44
Средне-позднепалеозойский этап (средний девон—ранний триас) . . . . .	48
Глава IV. Северо-Атлантическая область палеозонд . . . . .	66
Структурно-геологическое районирование Атлантид . . . . .	69
Основные этапы развития . . . . .	79
Эопалеозойский этап развития Атлантид . . . . .	81
Раннепалеозойский (каледонский) этап развития Атлантид . . . . .	104
Среднепалеозойский (герцинский) этап развития Атлантид . . . . .	121
Средне-позднепалеозойский этап развития Западных Атлантид . . . . .	150
Позднепалеозойский (постгерцинский) этап развития Атлантид . . . . .	154
Общие черты среднепалеозойской и позднепалеозойской истории развития области Атлантид . . . . .	162
Глава V. Северо-Американская платформа и ее западное, северное и южное геосинклинальное и параплатформенное обрамление . . . . .	168
Общие черты структуры Северо-Американского материка . . . . .	168
История развития . . . . .	173
Эопалеозойский этап (поздний протерозой — ранний ордовик) . . . . .	174
Ранне-среднепалеозойский этап (средний ордовик — ранний миссисипий) . . . . .	179
Позднепалеозойский этап (миссисипий — пенсильваний — пермь) . . . . .	191
Глава VI. Урало-Монгольская область палеозонд . . . . .	202
Общая схема структурно-геологического районирования и основные этапы развития . . . . .	202
Эо-раннепалеозойский этап развития . . . . .	213
Позднепалеозойский (герцинский) этап развития . . . . .	232
Глава VII. Сибирская платформа и ее северо-западное и северо-восточное параплатформенное обрамление . . . . .	257
Главнейшие черты структуры и основные этапы развития . . . . .	257
Эопалеозойский этап . . . . .	261
Раннепалеозойский этап (ордовик — ранний карбон) . . . . .	268
Позднепалеозойский этап (вторая половина карбона — пермь) . . . . .	283



Глава VIII. Синийская параплатформа и обрамляющие ее на северо-востоке и юго-западе Японо-Охотская и Индосинийская складчатые области . . .	291
Общие черты структуры . . . . .	291
Основные этапы развития . . . . .	297
Синийско-раннепалеозойский этап . . . . .	299
Средне-позднепалеозойско-триасовый этап . . . . .	312
Глава IX. Гондванский сегмент Земли . . . . .	324
Главнейшие структурные элементы и основные этапы развития . . . . .	324
Допозднепалеозойский этап развития Гондванского сегмента . . . . .	334
Позднепалеозойско-раннемезозойский этап развития . . . . .	362

3

5

8

8

12

16

28

33

33

38

38

44

48

66

69

79

81

104

121

150

154

162

168

168

173

174

179

191

202

202

213

232

257

257

261

268

283



Георгий Павлович Леонов  
ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ  
Палеозой

Зав. редакцией И. И. Щехура  
Редактор Н. В. Барина  
Переплет художника Б. А. Валита  
Художественный редактор Б. С. Вехтер  
Технический редактор Е. Д. Захарова  
Корректоры Л. А. Айдарбекова, Л. С. Ключкова

ИБ № 2155

Сдано в набор 14.02.85  
Подписано к печати 30.07.85  
Л-68422 Формат 70×100/16 Бумага тип. № 1  
Гарнитура литературная Высокая печать  
Усл. печ. л. 31,2 Уч.-изд. л. 33,39  
Тираж 3650 экз. Заказ 32  
Цена 1 р. 40 к. Изд. № 3805  
Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.  
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.  
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ. 119899, Москва, Ленинские горы



**УВАЖАЕМЫЕ ТОВАРИЩИ!**

Заказы на книги  
Издательства Московского университета  
принимаются от жителей Москвы  
по адресу:  
г. Москва, 117296,  
Ломоносовский просп., 18,  
магазин «Университетская книжная лавка»

Жители других городов  
обслуживаются  
магазином № 93 «Книга — почтой»  
по адресу:  
г. Москва, 117168, ул. Кржижановского, 14



В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА

в 1985 году

ВЫХОДИТ:

КОСТЕНКО Н. П.  
ГЕОМОРФОЛОГИЯ

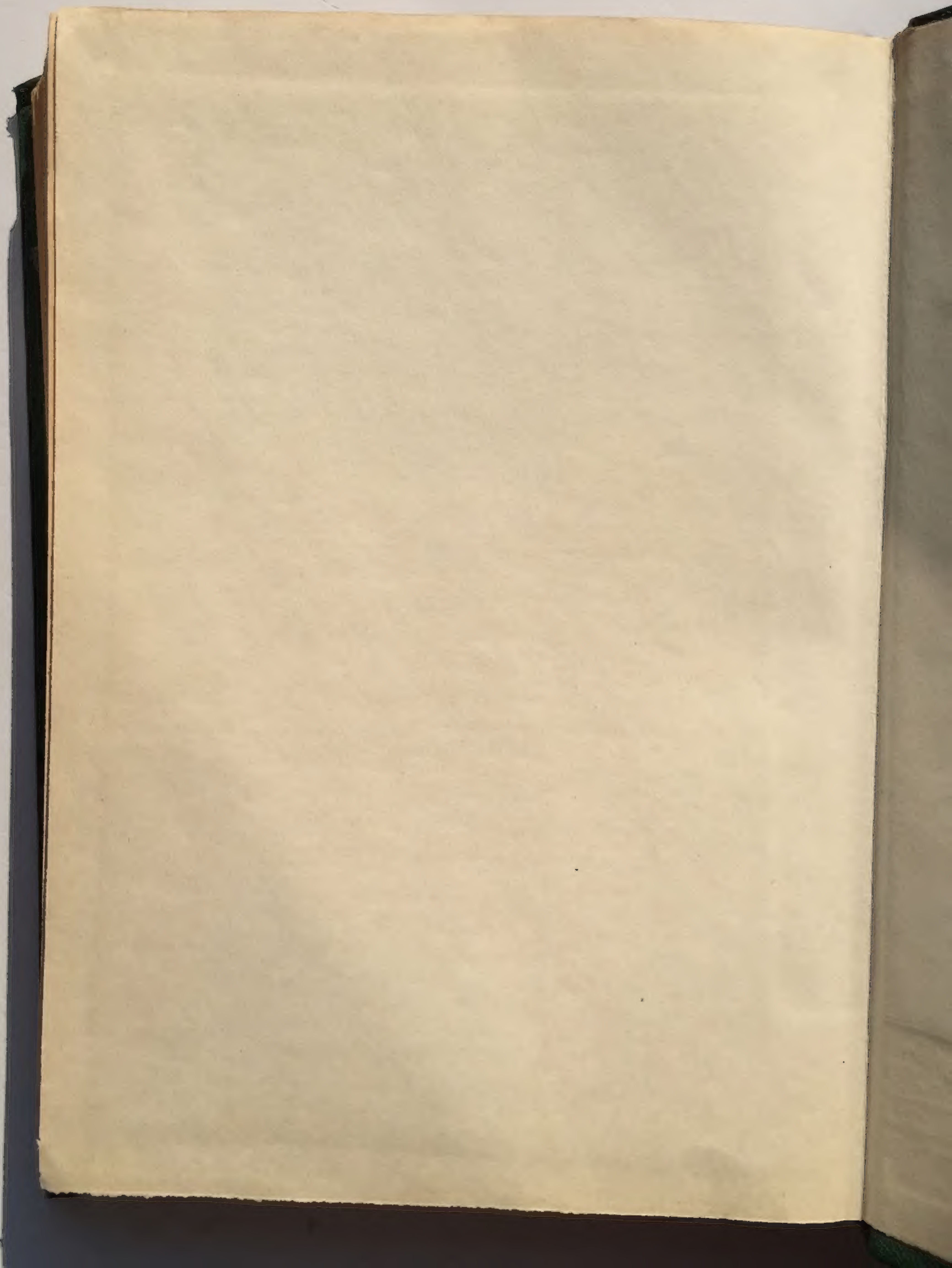
В учебнике рассматриваются вопросы структурной геоморфологии, проводится анализ развивающихся складчатых и разрывных деформаций, описывается геологическая деятельность рек в различных структурных условиях.

Для студентов геологических специальностей вузов.











6







THE  
ACTION OF  
MUSCLES

IN THEOLOGY